CANADA
MINISTÈRE DES MINES
HON. ES. L. PATENAUDE, MINISTRE; R. G. MCCONNELL, SOUS-MINISTRE.

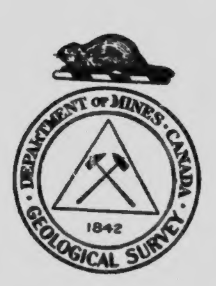
COMMISSION GÉOLOGIQUE

MÉMOIRE 55

N° 46, SÉRIE GÉOLOGIQUE

Géologie de la Région de Field, Colombie britannique et Alberta

PAR
John A. Allan



OTTAWA
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT
1917

N° 1371



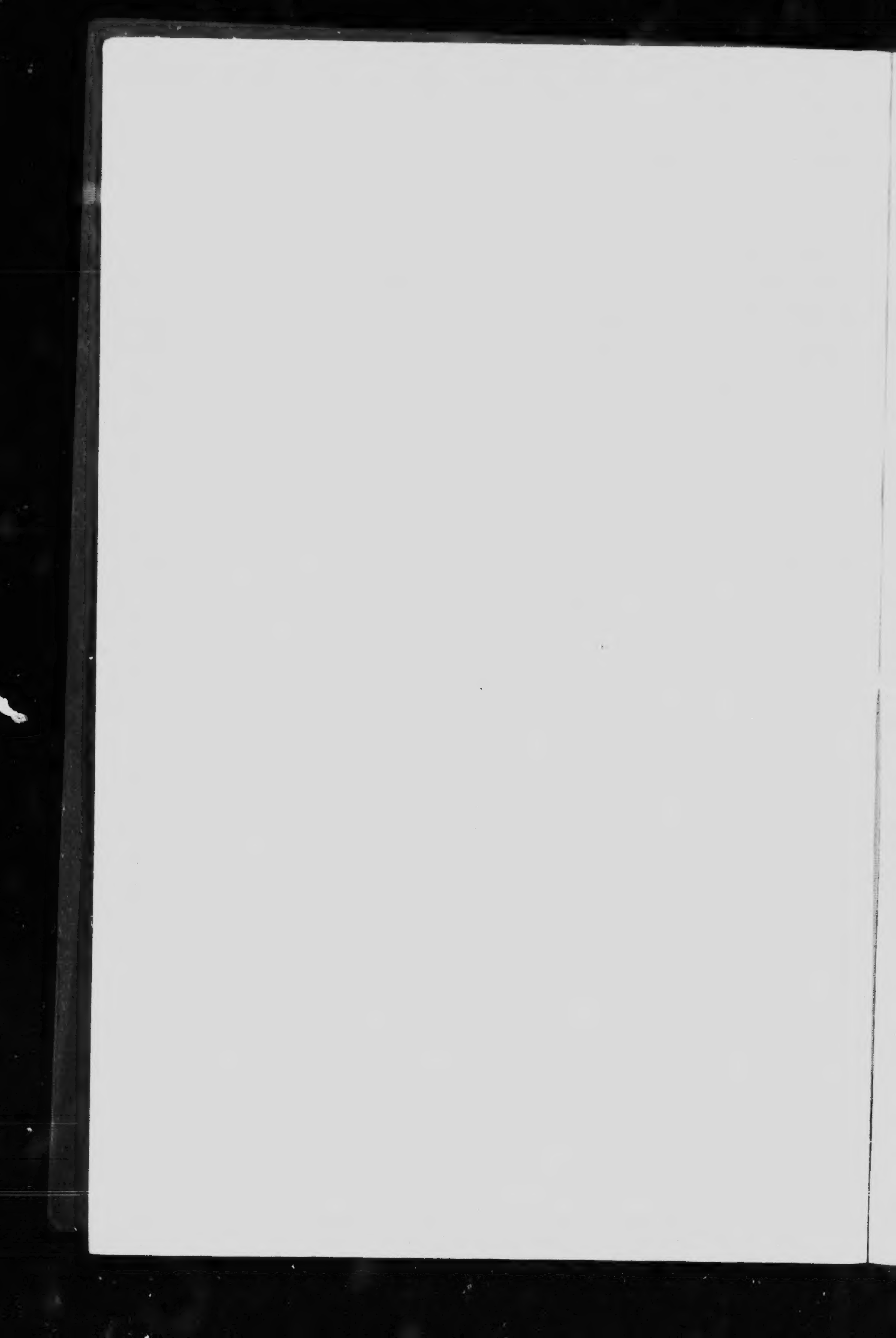




Planche I.

Ligne de partage.

CANADA

MINISTÈRE DES MINES

HON. ES. L. PATENAUDE, MINISTRE; R. G. MCCONNELL, SOUS-MINISTRE.

COMMISSION GÉOLOGIQUE

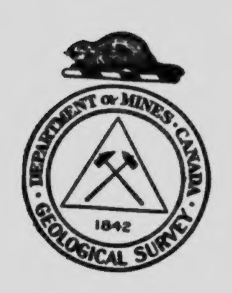
MÉMOIRE 55

N° 46, SÉRIE GÉOLOGIQUE

Géologie de la Région de Field, Colombie britannique et Alberta

PAR

John A. Allan



OTTAWA
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT
1917

N° 1371

AVIS

Ce mémoire a été publié primitivement en anglais dans l'année 1914.

MINISTÈRE DES MINES

HON. LOUIS CODERRE, MINISTRE; R. W. BROCK, SOUS-MINISTRE.

Commission géologique

TABLE DES MATIÈRES.

CHAPITRE I.

CHAPITRE II.

CHAPITRE III.

CHAPITRE IV.

CHAPITRE V.

CHAPITRE VI.

CHAPITRE VII.

CHAPITRE VIII.

CHAPITRE IX.

CHAPITRE X.

CHAPITRE XI.

CHAPITRE XII.

CHAPITRE XIII.

CHAPITRE XIV.

ILLUSTRATIONS



Géologie de la Région de Field, Colombie britannique et Alberta.

CHAPITRE 1.

INTRODUCTION.

APERÇU GÉNÉRAL ET BUT DE L'EXPLORATION.

La région aux environs de Field et de la rivière Ice, Colombie britannique, a été choisie pour une étude géologique pour deux raisons principales: premièrement parce qu'il existe une section complète du Cambrien dans ce district et qu'il affleure en divers endroits. Cette section est reconnue comme étant la plus épaisse du Cambrien connue jusqu'à présent au Canada, et elle présente l'avantage d'affleurer sur toute son épaisseur. Durant ces trois dernières années l'attention a été attirée sur le district de Field à cause des couches cambriennes fossilifères uniques et remarquables qu'a découvert le Dr. C. D. Walcott, secrétaire de l'Institut Smithsonian, Washington. Ces fossiles étaient abondants dans certaines assises, et ils appartiennent à plusieurs nouveaux genres et nouvelles espèces.

Deuxièmement, un complexe intrusif alcalin dans le district de la rivière Ice offre un important sujet d'étude. Ce complexe igné ajoute un ature gisement à la liste des groupes de roches alcalines intéressantes, qui ont été étudiées en détail dans plusieurs parties du monde, et qui sont très importantes à cause de la variation dans leur composition minéralogique. On a encore attaché de l'importance à cette étude, parce qu'elle a pour objet à peu près la seule grande masse intrusive connue dans la chaîne des montagnes Rocheuses depuis la Frontière Internationale au 49e parallèle de latitude.

Ce rapport a pour objet une partie de la section qu'on est en train de faire le long de la voie principale du chemin de fer Canadien du Pacifique, en travers de la chaîne des Cordillères du

nord de l'Amérique, depuis les Grandes Plaines à l'est jusqu'à l'Océan Pacifique à l'ouest.

TRAVAIL SUR LE TERRAIN ET REMERCIEMENTS.

Les données qui ont servi de base à ce rapport sont le résultat d'un travail d'environ huit mois sur le terrain durant les étés de 1910, 1911 et d'une partie de l'été de 1912. Mr F. J. Barlow a efficacement assisté l'auteur durant les deux premières années du travail sur le terrain. En 1912 il a eu comme assistants Messieurs A. E. Cameron et C. R. Woodward.

L'auteur désire pré nter ses meilleurs remerciements au personnel du département géologique du Massachusetts Institute of Technology. C'est à cette institution que la majeure partie du travail de bureau a été fait, et une partie de ce rapport a été présenté comme thèse pour l'obtention du degré de Docteur en philosophie.

L'auteur doit surtout ses meilleurs remerciements au Dr. C. D. Walcott, Secrétaire de l'Institut Smithsonian, Washington, D.C., pour l'infatigable intérêt qu'il porte aux problèmes relatifs à la stratigraphie et à la paléontologie, de même que pour ses heureuses suggestions et ses aimables critiques sur la section stratigraphique, et sur les résultats obtenus tant au laboratoire que sur le terrain; l'auteur lui est aussi beaucoup reconnaissant pour la détermination de tous les fossiles collectionnés sur le terrain. L'auteur exprime sa plus sincère gratitude au Dr. A. E. Barlow pour lui avoir prêté des sections minces et des microphotographies de certaines roches de la rivière Ice; de même que pour la discussion profitable de certains problèmes pétrographiques; il remercie le professeur W. M. Davis de l'université Harvard pour sa critique de quelques résultats physiographiques; et aussi le professeur J. E. Wolff de Harvard pour avoir mis à sa disposition pour en faire une étude comparative, quelques collections pétrographiques, y compris celles d'Alno, Suède, et la série pétrographique de Brogger sur le district de Christiana.

SITUATION ET ÉTENDUE DE LA RÉGION.

La région représentée sur la carte géologique qui accompagne ce rapport et qui fait l'object de ce mémoire, est située sur le versant ouest des montagnes Rocheuses dans le voisinage et surtout au sud de la ligne principale du chemin de fer Canadien Pacifique dans la Colombie britannique. La région a une superficie de 400 milles carrés. Elle est comprise entre 57°05' et 57°28' de latitude nord, en entre 116°15' et 116°35' de longitude ouest. Le district étudié sur le terrain va de la ligne de partage des eaux à l'ouest jusqu'à la chaîne Beverfoot, constitue la chaîne la plus occidentale du système des montagnes Rocheuses. Il est situé en grande partie à l'intérieur du parc Yoho, qui est réservé par le gouvernement du Canada, et à l'intérieur du district Kootenay Est et de la division minière Golden. Field est la seule ville sur le versant ouest des montagnes Rocheuses le long de la ligne du chemin de fer. On peut atteindre la vallée de la rivière Ice, où affleurent le complexe igné alcalin, par un bon sentier, qui part de Field, ou de Leanchoil, qui est à 17 milles à l'ouest de Field sur le chemin de fer. De Leanchoil, le sentier suit le coté nord-ouest de la vallée Beaverfoot sur une distance de 12 milles, où il traverse la vallée de la rivière Ice. Il y a environ trois quarts de siècle que ce sentier est ouvert; il servait autrefois aux Indiens Stony et Kootenay, et il est connu sous le nom de "sentier Kootenay." Il se dirige au sud en remontant la vallée Beaverfoot et descend ensuite la vallée Kootenay jusqu'au Fort Steele.

HISTOIRE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS.

Le compte rendu le plus ancien sur l'exploration de cette partie des montagnes Rocheuses se trouve dans les narrations des voyages de sir George Simpson.[1] Au mois d'août 1814, il traversa la passe connue aujourd'hui sous le nom de la passe de Kicking Horse, et il descendit la rivière du même nom en se dirigeant vers la côte du Pacifique. Il descendit la Kootenay à partir de Leanchoil.

---

[1] Simpson, sir George, "Narration d'un voyage par terre autour du monde." Londres, 1847.

En 1858 l'expédition Palliser explora les montagnes Rocheuses à diverses latitudes. Le Dr. Hector[1], géologue de l'expédition, traversa la passe du Vermilion, descendit la rivière Vermilion, et remonta la Kootenay, il descendit ensuite la Beaverfoot et remonta la rivière Kicking Horse jusqu'à la ligne continentale du partage des eaux.

La ligne principale du chemin de fer Canadien du Pacifique fut construite au commencement de 1880 après qu'on eut fait d'autres travaux d'exploitation.

Le premier rapport géologique de cette partie des Rocheuses fut fait par G. M. Dawson en 1885. Ses conclusions furent publiées dans un rapport préliminaire qui parut dans le volume annuel de la Commission géologique de cette année. Il fit un voyage hâtif jusqu'à l'embouchure de la rivière Ice[2], et nota la masse de roches intrusives et la présence de la sodalité.

L'année suivante R. G. McConnell fit une section géologique en travers de la ceinture des montagnes Rocheuses aux environs du 51e parallèle.[3]

Les échantillons de roches ignées que Dawson collectionna dans la vallée de la rivière Ice, furent plus tard examinés, en 1902, par A. E. Barlow qui publia une courte description des principaux types de roches.[4]

La même année le professeur T. G. Bonney examina et fit une description de la syénite à sodalite qui avait été collectionnée en 1901 par M. E. Whymper au même endroit.[5]

En 1903 Bonney fit une description de certains traits spéciaux qu'il remarqua sur les échantillons de quartzite collectionnés par le professeur Collie, dans les Rocheuses canadiennes, près de Field.[6]

---

[1] Hector James, Journ. Soc. Géol. Quart. Londres, Vol. 17, 1860, p. 388.

[2] Dawson, G. M., Rapport annuel, Commission géol. Canada, Vol. 1, Partie B, 1885.

[3] McConnell, R. G., Rapport ann. Com. géol. Canada, Partie D. 1886.

[4] Barlow, A. E., "Roches à néphéline de la rivière Ice." Naturaliste d'Ottawa. Vol. 16, 1902, p. 70.

[5] Bonney, T. G., "Sur une syénite à sodalite (ditroïte) de la rivière Ice, C. A. Mag. géol. Vol. 9, 1902, p. 199.

[6] Bonney, T. G., "Rayures sur des blocs de quartzite." Mag. géol. Vol. 10, 1903, p. 291.

En 1907, C. D. Walcott, commença une étude du Cambrien en Colombie britannique. Il trouva que la meilleure section se trouvait au mont Bosworth à la ligne de partage des eaux sur le chemin de fer Canadien du Pacifique. Il subdivisa l'époque en dix formations géologique et mesura avec soin certaines sections dans diverses localités à l'est de Field. Il continua ses études en 1909-1912 (inclusivement) dans le voisinage de Field, et il prêta une attention spéciale à la paléontologie. Il découvrit plusieurs fossiles remarquables et il a grandement avancé nos connaissances sur la faune qui vivait dans les mers cambriennes. Les résultats de ses études sur le Cambrien de ce district sont publiés dans Collections diverses du Smithsonian.[1]

L'auteur a passé les saisons de 1910 et 1911 dans ce district; les rapports préliminaires ont été publiés dans les rapports sommaires de ces mêmes années.

---

[1] Walcott, C. D., Géologie et Paléontologie cambrienne, Coll. Diverses Smithsonian, vol. 53, nos 1, 5, 1908; no 7, 1910, vol. 57, no 1, 1910; nos 2, 3, 5, 1911; nos 6, 7, 8, 1912.

CHAPITRE II.

SOMMAIRE.

PHYSIOGRAPHIE.

La rivière Kicking Horse forme le système principal de drainage vers l'ouest de cette partie des montagnes Rocheuses. Elle prend sa source dans une large dépression de la passe Kicking Horse à une élévation de 5,329 pieds. La pente ouest de la passe est beaucoup plus raide que celle de l'est. Sur une distance d'environ 8 milles la rivière descend de 1,300 pieds pour tomber à 4,064 pieds à Field, et 1,100 pieds de cette descente s'effectue sur une distance de 5 milles. La rivière a environ 42 milles de longueur et a une chute totale de 2,750 pieds. Plusieurs des plus grands tributaires, tels que l'Ottertail et le Beaverfoot sont dus à la faible dureté des roches. Les vallées sont toutes d'origine préglaciaire, mais elles se sont arrondies, approfondies, et élargies sous l'action des glaciers de vallée. Des bassins se sont creusés sur le fond des vallées par l'action érosive de la glace concentrée à la jonction de deux ou plusieurs glaciers de vallée. Ces bassins se sont nivelés au moyen des graviers et des sables sur lesquels les cours d'eau actuels serpentent aujourd'hui. On peut voir un de ces bassins entre l'embouchure de la rivière Yoho et la ville de Field dans la vallée Kicking Horse. Autrefois la décharge se faisait vers le sud-est par les vallées des rivières Beaverfoot et Kootenay. Une obstruction de la vallée Beaverfoot et probablement un léger soulèvement des terrains du fond de la vallée ont fait changer le sens de l'écoulement de l'eau. L'écoulement des eaux a changé après que la glace eut fondu dans les vallées et qu'elle eut déposé des débris morainiques qui obstruèrent la pente originelle de la vallée.

La topographie est extrêmement rabotteuse et montagneuse. Le relief est distinct. Tout le district est découpé et les régions comprises entre les cours d'eau ont été usées jusqu'à devenir des collines effilées en lames de couteau, et en certains endroits elles n'ont pas un pied de largeur. Les montagnes avoisinantes s'élèvent à des hauteurs de 8,000 à 11,500 pieds au-dessus du

niveau de la mer. Les lignes de partage des eaux ont une élévation assez uniforme comprise entre 8,000 et 8,300 pieds. En expliquant la concordance entre les lignes de partage des eaux on a cru que celles-ci représentaient l'élévation de la surface de la nappe de glace, et que les montagnes plus élevées avaient été érodées jusqu'à la hauteur de la surface de la glace.

On atteint la plus grande hauteur moyenne, qui est de 10,000 pieds dans la chaîne Bow qui forme la ligne continentale de partage des eaux. Il y a une pente graduelle dans la région entière vers la vallée de la Columbia, à l'exception de quelques pics dans la chaîne Ottertail, parmi lesquels le mont Goodsir (11,676 pieds) est le plus élevé dans cette partie des Montagnes Rocheuses. L'aspect général de la chaîne Bow est assez distinct de celui des montagnes au sud-ouest. Cette chaîne est principalement formée d'épais bancs de quartzites, de calcaires, et de dolomies qui appartiennent en grande partie au système Cambrien inférieur et au Cambrien moyen. Les bancs sont presque horizontaux et ils se débitent en roches abruptes en forme de châteaux sous l'action des agents atmosphériques, et ceux-ci montrent une érosion en forme "d'alcove" dans certains calcaires et dolomies.

En contraste avec l'aspect général de la chaîne Bow il y a la large région de drainage de la vallée Ottertail vers le sud-ouest. Le fond de la vallée est occupé par des ardoises, des schistes argileux et des argillites, qui sont tous tendres, facilement clivables, et qui se décomposent facilement en collines à sommets arrondis avec pentes de talus large.

La chaîne Ottertail contient une bande de calcaire qui forme un rocher abrupt, ayant souvent 2,000 pieds de hauteur, le long du coté sud-est de la vallée Ottertail. La large vallée Beaverfoot, qui a une direction nord-ouest sud-est, reposant sur des schistes argileux tendres et des argillites, sépare la chaîne Beaverfoot, qui est la dernière chaîne, à l'ouest du reste du système montagneux. La chaîne Beaverfoot a une sommet très irrégulier en zigzag formé de roches sédimentaires plus dures d'âge ordovicien et silurien.

La chaîne Van Horne est la continuation nord-ouest des

chaînes Beaverfoot et Ottertail de l'autre côté de la vallée Kicking Horse.

Les cirques, les vallées suspendues en forme de U sont nombreux dans la plupart des vallées tributaires moins importantes. Quelqu'un a suggéré à l'auteur que quelques-unes de ces vallées suspendues pourraient bien avoir été produites par des glaciers de rocher. On trouve dans ce district toutes les étapes de développement de telles vallées. Un des exemples les mieux connus d'une vallée suspendue est celle de la chute Takakkaw dans la vallée Yoho, où l'eau tombe d'une hauteur de 1,200 pieds du haut de la lèvre de dépression. L'érosion par la pluie, le vent et la gelée est très intense, de sorte que les pics montagneux les plus altiers sont surmontés de pentes abruptes et ont une apparence alpine typique.

STRATIGRAPHIE.

Les roches du district de la rivière Ice sont sédimentaires, métamorphiques, et ignées. Les roches sédimentaires sont échelonnées depuis l'âge précambrien jusqu'au silurien, inclusivement. Elles ont été attribuées à diverses époque sur des preuves paléontologiques et lithologiques, et pour la même raison on les a subdivisées en plusieurs formations. Le tableau de la page 60 donne la succession de ces formations et les caractères lithologiques spéciaux à chacune d'elles.

La succession générale des formations depuis la plus basse à la plus élevée, ou depuis la plus ancienne à la plus récente, se suit du nord-est au sud-ouest, car les chaînes de montagnes ont une direction nord-ouest sud-est. Il y a deux sections montrant les différentes structures en travers de la direction des lits, c'est-à-dire nord-est sud-ouest.

Le Précambrien affleure dans le coin extrême nord-est du district que nous étudions. Le Dr. Walcott signale qu'il y a lacune entre le Précambrien et le Cambrien. Cette lacune est en général une discordance, mais en certains endroits elle forme une concordance.

L'épaisseur totale de la section entre la base du Cambrien et le sommet des couches à halysites (Silurien) est supérieure à 29,418 pieds. Dans cette section le Cambrien forme une série

concordante de plus de 16,500 pieds d'épaisseur, reposant en discordance sur le Précambrien et passant insensiblement au-dessus à l'Ordovicien concordant.

Le Cambrien inférieur est surtout formé de couches de quartzites. Certaines de ces couches contiennent de nombreux trous d'annélides, d'autres contiennent des concrétions arrondies argilacées, et d'autres montrent une sédimentation entrecroisée. Ces faits font prévoir l'origine des matériaux de ces couches.

Contrairement aux couches fortement siliceuses du Cambrien inférieur, les formations du Cambrien moyen sont essentiellement calcaires ou dolomitiques. La formation Stephen est importante au point de vue paléontologique, parce qu'elle contient deux couches très fossilifères, le "schiste argileux à Ogygopsis" sur le mont Stephen, contenant le fameux gisement de trilobites, et le "schiste argileux Burgess" sur le mont Field, contenant un autre banc riche en fossiles. A ce dernier endroit Walcott a déterminé des mérostomata, des brachiopodes, des malacostracés, des trilobites, les annélides, des méduses, et probablement des holothuriens. Mêmes les parties molles de ces animeaux sont bien conservées, et elles ajoutent beaucoup à nos connaissances de la vie qui existait dans les mers du Cambrien moyen.

Les couches massives de la formation Eldon constituent une bonne délimitation d'horizon parce qu'elles forment des rochers escarpés en forme de châteaux. On peut distinguer le Cambrien moyen à distance grâce aux phénomènes d'érosion.

Le Cambrien supérieur était autrefois subdivisé en trois formations (Bosworth, Paget, et Sherbrooke), et avait une épaisseur totale de 3,590 pieds. Dans la chaîne Ottertail au voisinage de la rivière Ice, l'auteur a trouvé que les formations sédimentaires ne pouvaient pas correspondre avec celles de la chaîne Bow. Cette formation a été subdivisée sur une base lithologique en trois sous-étages, le Chancellor à la base, l'Ottertail au milieu, et le Goodsir au sommet. La formation Ottertail consiste surtout en couches de calcaires massif de couleur bleuâtre; elle a plus de 1,700 pieds d'épaisseur. On n'a trouvé que deux fossiles dans cette formation et ceux-ci sont d'âge cambrien supérieur. La formation inférieure consiste en schistes argileux s'altérant en rouge par exposition aux agents atmosphériques

et en méta-argillites, qui sont aussi d'âge cambrien supérieur. La limite inférieure de cette formation n'est pas bien déterminée car les couches inférieures sont de plus en plus écrasées et le clivage finit par donner le plan de stratification. Ces couches sont reportées sur la carte dans la zone d'écrasement. Cette zone a 5 à 6 milles de largeur, elle a une direction nord-ouest sud-est et elle occupe la grande partie du fond de la vallée Ottertail. La limite est de cette zone est bordée par la "faille Stephen-Dennis." L'auteur croit que cette zône correspond aux couches écrasées et tordues de la formation Chancellor. Dans certaines localités où on peut déterminer le plan de stratification, les couches sont presque horizontales, et en d'autres elles forment des plis plus ou moins serrés.

Au-dessus de la formation Ottertail il y a une série concordante de cherts en couches minces, de calcaires dolomitiques et de schistes siliceux et calcaires, que l'auteur a désignée sous le nom de formation Goodsir parce qu'elles sont bien représentées au mont Goodsir. La formation a plus de 600 pieds d'épaisseur. Les 3,000 pieds de la base sont remarquablement, bien stratifiés, et dans la chaîne à l'est du ruisseau Moose, où les couches affleurent, il y a 64 strates alternativement dures et tendres. Ces strates varient en épaisseur de 8 à 200 pieds.

On a trouvé plusieurs espèces de fossiles dans les lits inférieurs de cette formation, dont quatre sont nouvelles.

D'après le témoignage de la faune et des caractères lithologiques, l'auteur serait tenté de placer la ligne de séparation entre le Cambrien et l'Ordovicien, au sommet du calcaire Ottertail et à la base de la formation Goodsir.

Dans la chaîne Beaverfoot il y a une couche de schiste argileux fissile riche en graptolites d'âge ordovicien. Cette formation est limitée du coté est par une faille qui longe le versant nord-est de la chaîne Beaverfoot.

Le Silurien est représenté par les couches à Halysites dans la chaîne Beaverfoot, qui comprennent des quartzites blancs et des dolomies en bancs massifs. La formation semble reposer en concordance sur les couches à graptolites et on la touve à l'intérieur d'un pli synclinal dans ces dernières. Certains lits sont riches en coraux comme l'indique le nom de la formation.

GÉOLOGIE DES ROCHES ÉRUPTIVES

Cette masse intrusive alcaline de la rivière Ice n'a pas seulement un contour irrégulier, comme le montre la carte, mais ses relations avec les sédiments voisins sont aussi très irrégulières. Pour ce qui regarde la forme elle ne peut être groupée avec aucune forme typique de massifs de roches ignées, tels qu'ils sont définis, mais elle est étroitement associée de différentes manières à plusieurs types.

L'auteur propose de considérer ce complexe comme un laccolithe assymétrique avec une cheminée nourricière qui met cette chambre en communication avec un plus grand réservoir en dessous. Sous ce rapport le complexe de la rivière Ice, tel que considéré, constitue une satellite d'une masse parente plus grande et plus profonde.

Ce complexe comprend une région d'environ 12 milles carrés, et il est mieux exposé dans la partie sud de la vallée de la rivière Ice. Le contour de l'affleurement de cette roche ignée a la forme d'une cornue, avec son plus grand développement vers le sud et deux bras s'étendant à partir des coins et se rétrécissant vers le nord.

On a déterminé la forme de ce complexe igné comme étant un laccolithe assymétrique, s'amincissant vers le nord. Il a une cheminée qui a servi à la matière fondue pour monter à partir d'un réservoir plus profond que l'érosion n'a pas mis à nu. Ceci correspond au mécanisme d'une intrusion laccolithique, par le fait que les terrains supérieurs ont été soulevés par la pression exercée par le magma montant.

Au point de vue lithologique les roches qui composent le laccolithe ont une composition chimique alcaline. La matière qui forme le laccolithe a été mise en place en une seule intrusion; la séparation du magma en différents types s'est effectuée par voie de divers procédés de différenciation.

Pour faciliter la description pétrologique des types de roches, nous les avons subdivisés en trois groupes d'après leur composition minéralogique. Le premier groupe comprend les types leucocrates qui forment la majeure partie du complexe. La syénite néphélinique est la plus importante, et en même temps la plus alcaline. À celle-ci nous rapprochons plusieurs

types moins importants, qui sont tous des faciès de variation de la syénite néphélinique.

Dans le second groupe nous comprenons les ijolites, les urtites, et d'autres variétés essentiellement mésocrates, mais qui passent insensiblement aux types leucocrates et mélanocrates.

Le troisième groupe comprend les jacupirangites, les pyroxénites alcalines, et les variétés mélanocrates associées.

La texture de la roche est très variable, non seulement à l'intérieur du complexe pris dans son ensemble, mais même dans les groupes eux-mêmes, et même entre les divers types.

C'est un fait caractéristique que l'aspect et la composition minéralogique des roches varient quelquefois à des distances de quelques pieds. Plusieurs contiennent des lambeaux irréguliers ou schlieren formés de matériaux riches en éléments noirs.

Au point de vue minéralogique, les groupes sont caractérisés par la présence ou l'absence de certains minéraux essentiels. Dans le permier groupe les minéraux essentiels sont le feldspath alcalin, la néphéline, l'aegyrine, et quelquefois la sodalite. Il y a plusieurs variétés de feldspath présentés, mais l'orthose ou le microline et l'albite, souvent associés perthitiquement, sont les plus abondants. Dans les roches leucocrates, la néphéline est toujours subordonnée au feldspath, et dans certains types elle est presque accessoire. On trouve quelquefois avec l'aegyrine-augite caractéristique une amphibole accessoire déterminée comme étant la hornblende basaltique ou la barkévicite. La sodalite devient un minéral essentiel dans la matière qui s'est concentrée près du toit du laccolithe. Ce minéral a une couleur bleu foncé, de sorte que quand il forme un élément constituant essentiel il fournit une pierre décorative d'importance économique. La sodalite se rencontre encore en veines presque solides.

Dans le second groupe, les types de transition, réprésentés par les ijolites et les urtites, les minéraux essentiels sont la néphéline, l'aegyrine-augite, et la barkévicite. Le feldspath est soit absent ou accessoire. Dans quelques variétés d'ijolites, la hornblende est plus abondante que le pyroxène, et donne lieu

à un nouveau type "l'ijolite à barkévicite." Dans les types de transition de la syénite néphélinique à l'ijolite, la teneur en néphéline décroît graduellement.

Dans la jacupirangite et dans les types associés qui forment le troisième groupe, il n'y a que très peu d'éléments clairs. Les minéraux essentiels sont le pyroxène, la magnétite, l'ilménite, la schorlomite, et le sphène. Dans un type de roche le sphène forme 30 pour cent de la roche.

Il y a absence complète de dykes dans le complexe et dans le voisinage. Nous n'en avons trouvé que douze sur le terrain. Ceux-ci sont étroits et la plupart d'entre eux ont une direction est-ouest.

Au point de vue de la structure, les divers types du complexe passent insensiblement de l'un à l'autre, et ils représentent une seule période d'intrusion. Dans chaque cas, les types leucocrates sont restés à l'état fondu après que quelques-uns des plus foncés eurent cristallisé. Ces derniers se sont brisés et la syénite néphélinique encore fluide remplit les fissures. Ces masses de roches de couleur claire en forme de dykes donnent lieu à un aspect frappant dans la matière mélanocrate dans certaines parties du complexe, car elles ressortent en relief sur les surfaces érodées.

L'hypothèse offerte pour expliquer la présence des divers types dans l'intérieur du complexe, avec passage insensible de l'un à l'autre, est une combinaison du résultat d'une séparation par gravité, et du refroidissement rapide d'une partie du magma hétérogène originel dans les parties plus froides et plus minces du massif. Les minéraux les plus lourds se sont enfoncés dans la masse et les plus légers se sont élevés. Ceci explique la présence des roches riches en sodalite toujours au contact supérieur.

Il a été démontré qu'un laccolithe ne soulève pas seulement les roches sédimentaires, mais qu'il émiette le contact, qu'il en arrache des xénolithes, et qu'il assimile même une certaine quantité de la roche de contact. La principale preuve de cette assimilation est la présence fréquente de la calcite à l'état de minéral pyrogénétique. Le calcaire a été fondu sur le contact, et la calcite a cristallisé comme tout autre élément constituant.

La zone de métamorphisme est très irrégulière et mal

définie. À certains endroits elle n'a que quelques pieds de largeur, tandis qu'ailleurs la roche est distinctement métamorphisée sur une distance de 500 et 700 pieds du contact. La roche de contact la plus caractéristique est une corne verte de couleur brun rougeâtre, que l'on trouve entre la roche ignée et le calcaire sur le contact supérieur. Cette bande était à l'origine un schiste calcaire qui a été cuit par l'intrusion.

L'âge de l'intrusion, du mieux qu'on puisse le déterminer au moyen de la preuve que nous avons en mains, est probablement post-crétacé. Elle est antérieure à la période principale de déformation qui est en relation avec le grand bouleversement de la fin de l'époque Laramie. Il y eut une période de plissement antérieur au glissement, et l'intrusion est plus récente que ce plissement.

Dans la partie est des montagnes Rocheuses le Crétacé repose en concordance sur les strates plus anciennes, de telle sorte qu'on pense que le plissement eut lieu après la formation des dépots crétacés, et il est par conséquent d'âge post-crétacé. La période de formation des failles a suivi celle de la déformation principale des couches. Le complexe de la rivière Ice n'a pas été très affecté par le bouleversement de l'époque Laramie. Les roches ignées sont beaucoup plus résistantes que les roches sédimentaires avoisinantes, et ces dernières ont été comprimées contre la masse ignée.

CHAPITRE III.

PHYSIOGRAPHIE: LE SYSTÈME DE DRAINAGE VERS L'OUEST.

Le système de drainage du versant ouest des montagnes Rocheuses au voisinage du 51e parallèle est formé d'un artère transversal principal appelé la rivière Kiching Horse[1], et d'un certain nombre de tributaires venant du nord et du sud. Quelques-uns de ces tributaires sont aussi larges que l'artère principal, et au moins deux d'entre eux sont plus larges. Les plus petits artères du système de drainage sont représentés par un grand nombre de petits ruisseaux, qui pour la plupart sont intermittents. Ceux-ci représentent les rameaux du système et [illegible]nt situés sur les versants des montagnes escarpées qui bordent les vallées les plus larges, et le long des parties en canyon du tronc principal.

RIVIÈRE KICKING HORSE.

C'est notre intention de donner une description de la principale vallée traversale qui est occupée en partie par la rivière Kicking Horse. Cette rivière est tributaire de la rivière Columbia qui coule dans le grand auge nord-sud, appelé la "tranchée des montagnes Rocheuses" ou l'auge "Columbia-Kootenay," formant la limite occidentale du système montagneux. La rivière Kicking Horse a une longueur de près de 40 milles, et sur cette distance elle a une différence de niveau de 2,700 pieds. Le point le plus haut de la vallée est à 5,329 pieds d'élévation au-dessus du niveau de la mer, et l'embouchure de la rivière est à 2,580 pieds.

En jetant un coup d'oeil sur la carte, ou en faisant le voyage en chemin de fer en ce point, on voit que la source de la rivière

[1] Cette rivière fut d'abord appelé "Wapta" par les Indiens Stony et Kootenay, mais le nom fut changé en "Kicking Horse" après l'expédition de sir James Hector en 1858, époque où son équipe fit l'exploration de cette vallée et trouva la passe Kicking Horse. La rivière reçut ce nom à cause d'un accident qui arriva au Dr. Hector durant cette expédition, qui devait plus tard lui être fatal.

Kicking Horse, à la passe du même nom, ne représente pas le sommet de la branche principale du drainage vers l'ouest. Un cours d'eau beaucoup plus considérable, la rivière Yoho, qui pénètre dans la vallée transversale par le nord-ouest en un point situé à environ 4 milles de sa tête mériterait mieux d'être considéré comme la source du drainage vers l'ouest. Au point de jonction de la rivière Yoho avec la rivière Kicking Horse la première a un débit environ quatre fois plus grand que cette dernière. On doit cependant remarquer que sur une distance de plus de 10 milles à partir de sa source, la rivière Kicking Horse a une direction transversale distincte, tandis que la rivière Yoho suit la direction générale des chaînes de montagnes et, par conséquent, si on fait intervenir les origines des dépressions occupées par ces deux cours d'eau pour déterminer lequel doit être considéré comme la source du drainage principal, alors il semble que la source da la rivière Kicking Horse mérite mieux ce nom.

La rivière Kicking Horse prend sa source dans une large dépression, quelque peu aplatie, en forme de selle, escarpée au nord et au sud, et à pente douces à l'est et à l'ouest. Cette pente douce se continue sur une distance d'environ deux milles sur le côté ouest de la crête basse qui dans cette région montagneuse forme la ligne continentale de partage des eaux (frontispice).

Au sommet de la passe la pente est presqu'imperceptible. Un petit cours d'eau recueille son grand volume d'eau du côté sud de la dépression, et quand il atteint le niveau le plus bas il se divise en deux petits ruisseaux qui coulent dans des directions opposées. L'eau qui de ce point se dirige vers l'est "va se mêler aux eaux froides de la baie d'Hudson" tandis que celle qui s'écoule vers l'ouest finit par atteindre l'océan Pacifique. Cette grande dépression en forme de selle ou vallée transversale élevée, s'est creusée dans des bancs épais de quartzites, transversalement à la direction des strates, et on croit qu'elle a été approfondie par les glaciers. La glace venant des montagnes immédiatement au sud, s'est accumulée dans cette dépression, et a ensuite débordé vers l'est et est descendue sur une pente douce dans la vallée qui est maintenant occupée en partie par la rivière Bow, et à l'ouest sur une pente raide dans la vallée profonde de la

rivière Kicking Horse. Le glacier de vallée à cet état est un "glacier transversal." La surface de cette ancienne selle glaciaire est recouverte d'une couche mince de matériaux morainiques, qui contient de nombreux gros blocs, dont plusieurs sont d'origine locale. À quelques centaines de verges de la crête basse sur le versant de l'ouest, il y a une petite mare d'eau appelée lac "Sink" parce qu'on ne lui connaît pas de décharge. Il y a un petit ruisseau qui se jette dans ce lac du côté su et qui forme la décharge d'un petit lac, lac Ross, dont l'eau est couleur d'émeraude, et qui est situé au fond d'un cirque, à 400 pieds au-dessus du sommet de la selle.

À environ 2 milles ½ du sommet et à 100 pieds au-dessous de la partie la plus haute de la crête, il y a un grand lac qui a presque un mille de longueur et un quart de mille de largeur. Ce lac semble occuper une dépression dans le roc, et non dans le sol morainique. Il est connu sous le nom de lac "Wapta," parce qu'il constitue virtuellement la source de la rivière Kicking Horse que les Indiens appelaient autrefois rivière Wapta.

À la tête de ce lac il y a un petit cours d'eau qui s'y jette venant du sud, dont les eaux quoique ne formant pas un gros volume, tombent en cataracte sur les bancs de roche avec un rugissement semblable à celui d'un puissant torrent de montagne. On l'a nommé fort heureusement le ruisseau "Cataracte". Ce ruisseau coule dans une dépression nord-sud qui suit parallèlement la direction d'une inflexion brusque des sédiments vers l'ouest. Le ruisseau est alimenté en grande partie par des glaciers de la chaîne qui comprend les monts Victoria et Lefroy, et des montagnes vers l'ouest. Une branche prend sa source au lac Oesa et au lac O'Hara. Le premier occupe un bassin de roc à une élévation de 7,398 pieds, et il est relié au second par une chaîne de deux lacs plus petits et un ruisseau à cataracte qui, sur une grande partie de son parcours, coule sous terre. Le lac O'Hara est situé à une élévation de 6,664 pieds. Il est entouré à son extrémité supérieure par des rochers escarpés de quartzite ayant plus de 100 pieds de hauteur. L'eau venant des lacs supérieurs coule sous un épais manteau de débris de talus et de cascade, et tombe, en une chute de presque 100 pieds, à l'extré-

mité supérieure du lac O'Hara. Ce lac occupe une dépression en forme de cirque dont la décharge est formée de détritus morainiques. Ces lacs occupent une série de "cirques tandem." Le glacier dans le cirque entre le mont Yukness et le mont Schaffer alimente aussi un cours d'eau qui se jette dans le lac O'Hara.

La seconde branche principale du ruisseau Cataracte s'alimente à un grand cirque en amphithéâtre entre les monts Odaray, Duchesnay, et Stephen. En aval de la jonction de ces deux branches principales, le fond de la vallée est relativement plat et large. Le ruisseau coule dans des méandres sur ce fond, et en quelques endroits le chenal est assez large pour former de petits lacs. Sur les derniers trois quarts de mille, la pente du ruisseau change en celle d'une cataracte, donnant ainsi à la vallée l'aspect d'une vallée suspendue. Il y a une chute dans le cours d'eau de presque 400 pieds sur cette distance. Il faut remarquer que la dépression nord-sud occupée par le ruisseau Cataracte se continue plus ou moins sur une distance de 25 milles au sud et dans laquelle coulent les ruisseaux McArthur, Goodsir, et Moose. Il y a un petit ruisseau qui se jette par le nord dans la vallée Kicking Horse à quelques centaines de verges en aval de la décharge du lac Wapta. Ce cours d'eau, quoique insignifiant, constitue la décharge du lac Sherbrooke, qui occupe une dépression nord-sud entre le mont Ogden et le pic Paget. Le lac a environ un mille de long, et est situé à une hauteur de 700 pieds au-dessus du lac Wapta, et il est alimenté directement par les glaciers des monts Niles et Daly. L'eau montre diverses teintes de vert; la partie du lac près des cours d'eau affluents est vert émeraude; tandis que le reste du lac a une couleur verte plus claire qui pourrait être désignée comme vert nil. Cette dépression constitue un excellent exemple de vallée suspendue. À partir de la décharge du lac le cours d'eau descend en cascades une hauteur de 800 pieds en moins d'un mille, où il se jette dans la rivière Kicking Horse. La photographie (planche II, B) montre la nature en forme de cirque du bassin du lac avec pentes montagneuses escarpées de chaque côté ainsi que la descente brusque dans la vallée Kicking

Horse qui existe entre la lèvre du lac et la montagne Cathedral de l'autre côté de la vallée.

Le lac Sherbrooke est un très joli endroit de villégiature et on y a construit un chemin à partir de la station Hector. Ce mode d'accès facile fera bientôt de ce lac un autre endroit où le voyageur pourra admirer la beauté de la nature comme il en existe tant dans les montagnes Rocheuses canadiennes.

Les vallées Cataracte et Sherbrooke quoique d'âge post et pré-glaciaire ont été arrondies et approfondies par des glaciers de vallée qui ont respectivement marché vers le nord et vers le sud et qui se sont finalement répandus à l'est et à l'ouest dans les vallées transversales des rivières Bow et Kicking Horse.

En aval de la décharge du lac Wapta qui occupe un bassin dans du calcaire relativement dur, siliceux et argillacé, les eaux de la rivière Kicking Horse coulent dans un canyon récent, ayant en certains endroits 200 à 300 pieds de profondeur entre des murs presque verticaux. Ce canyon est creusé dans le versant ouest de la ligne continentale de partage des eaux en forme de selle, et coupe les calcaires en bancs épais et minces, les ardoises siliceuses, et les schistes argileux qui ont leur pendage du côté de l'est. Ceci constitue le canyon supérieur de la rivière Kicking Horse, le canyon inférieur se trouve près de son embouchure. La pente de la rivière Kicking Horse dans le canyon supérieur est très raide et sur une distance de 2 milles ½ à partir de l'extrémité inférieure du lac Wapta, il y a une différence de niveau de 900 pieds. À l'extrémité inférieure du canyon la vallée de la rivière Kicking Horse s'élargit rapidement en une auge glaciaire dont le fond a été creusé en bassins par l'action érosive des glaciers de vallée, tandis que des filons de roche plus dure forment les lèvres des bassins. Les bassins sont maintenant, pour la majure partie, remplis, et nous en reparlerons plus tard.

Pour franchir la descente rapide de la vallée la compagnie du chemin de fer Canadien du Pacifique a construit deux tunnels en spirales, un sur le versant ouest des Rocheuses à Hector près du sommet, et l'autre à Field au pied sud-ouest du mont Stephen. Le tunnel supérieur est creusé dans le pied de la montagne Cathedral et a 3,200 pieds de longueur; le tunnel inférieur est dans le mont Ogden et à 2,910 pieds de longueur. De cette

manière la ligne a été allongée d'une distance de 4 milles ¼ et la pente a été réduite de 4·5 pour cent à 2·2 pour cent.[1]

À l'extrémité inférieure du canyon, la rivière Kicking Horse reçoit un grand volume d'eau d'une branche venant du nord-ouest, la rivière Yoho. La vallée de la rivière Yoho est remarquable pour sa forme en U et ses belles vallées suspendues, qui ont donné naissance à des chutes d'eau connues universellement (chutes Takakkaw et Twin). La rivière Yoho est alimentée par des glaciers à sa tête, comme le Yoho, le Habel, le Wapta, et le Daly. La direction générale de la vallée suit un plan de faille qui, sur le côté sud de la vallée de Kicking Horse, passe entre la montagne Cathedral et le mont Stephen. La planche III A, montre les chutes Takakkaw, sur le côté de la vallée à deux milles au nord de la limite de la carte qui accompagne ce rapport. La chute Takakkaw est la plus haute cataracte du continent américain. L'eau tombe d'une hauteur de 1,248 pieds pardessus des bancs de calcaires massifs d'âge cambrien moyen. L'eau provient de la fonte du glacier Daly qui occupe une dépression en forme de cirque et que l'on ne peut voir du fond de la vallée. Le cours d'eau s'est creusé un chenal étroit dans le bord du cirque en calcaire dur.

Il est bon de mentionner ici, comme il a été dit plus haut, que les dimensions de la vallée Yoho et ses relations avec la vallée principale de la Kicking Horse en aval de la jonction, semble faire croire que cette vallée devrait être regardée comme

---

[1] Note—Le tunnel supérieur (nº 1) dans le pied de la montagne Cathedral fait une boucle et la voie inférieure est parallèle à la voie supérieure sur une distance de plusieurs centaines de verges. La distance verticale entre les rails aux extrémités du tunnel est de 60 pieds. Après avoir traversé la rivière Kicking Horse il est nécessaire de faire une autre spirale pour descendre la vallée. Ceci est effectué par le tunnel nº 2 dans le mont Ogden, qui a 300 pieds de moins que le tunnel nº 1. Il fait une courbe elliptique et la voie inférieure sort à angle droit sur la voie supérieure. Il y a encore 60 pieds entre les deux rails aux extrémités du tunnel. Après avoir traversé la rivière Kicking Horse le chemin de fer descend graduellement dans le fond de la vallée à Field. La longueur totale des tunnels est de plus de 1 mille ¼, la longueur de la voie a été allongée de 4 milles qu'elle était à 8½ milles, et la pente a été réduite de plus de moitié, de 4·5 pour cent à 2·2 pour cent. La construction a coûté $1,500,000. On prit 20 mois à creuser les tunnels qui furent ouverts à la circulation des trains en juillet 1909.

la branche principale du système de drainage vers l'ouest. La pente du fond de la vallée Yoho est beaucoup plus uniforme dans toute sa longueur que celle de la partie supérieure de la vallée Kicking Horse, fait qui confirme l'idée qu'elle constitue un rameau important dans le drainage vers l'ouest. Une autre raison qui nous fait considérer la rivière Yoho comme le tronc principal dans le système de drainage est le fait qu'à la jonction de ces deux rivières, la Yoho est en pente avec la rivière Kicking Horse, tandis que la partie supérieure de cette dernière n'est pas en pente avec l'embouchure de la rivière Yoho, mais elle s'y jette par une petite chute. Sur une distance de 15 milles, la Yoho ne tombe que d'une hauteur de 1,500 pieds, tandis que la rivière Kicking Horse, descend 900 pieds sur une distance de 2 milles ½ en amont de l'embouchure de la rivière Yoho.

L'eau de la rivière Yoho est toujours très brouillée à cause de la grande quantité de boue qu'elle entraîne des glaciers, tandis que celle du cours d'eau relativement petit de la Kicking Horse est claire comme du cristal avec une teinte vert bleuâtre. Les vallées Yoho et Kicking Horse furent autrefois occupées par des fleuves de glace qui avaient une épaisseur d'au moins plusieurs centaines de pieds. Ceux-ci laissent des stries glaciaires distinctes sur le pied du mont Stephen et on estime que la glace s'élevait au moins à 4,000 pieds au-dessus du site actuel de Field sur le versant nord du mont Stephen. La grosse épaule nord du mont Stephen, que l'on peut voir sur la planche III, B, fut arrondie par la glace de la vallée, de telle sorte que le glacier passait par-dessus le sommet de cette épaule, mais le sommet du mont Stephen resta comme "nunatak" au-dessus de la glace. Les sillons sur la surface montrent que la glace se dirigeait vers l'ouest. Les deux fleuves de glace de la passe Kicking Horse et de la vallée Yoho, en se rejoignant, eurent assez de force par leur action combinée pour approfondir et élargir la dépression dans laquelle la glace continua à couler vers l'ouest. Par leur action combinée l'enlevage du terrain fut assez considérable pour creuser des bassins profonds, en certains endroits à cause de la nature relativement tendre des strates sousjacentes, et ailleurs par la concentration des forces érosives de la glace au fond du glacier. Ces bassins sont séparés en certains

endroits par des masses rocheuses qui traversent le fond de la vallée comme nous le signalerons plus loin en faisant la description de la vallée Kicking Horse. Après que la glace se fut retirée de la vallée, les bassins du fond de la vallée se remplirent de graviers et de sable provenant du fond du glacier, et on croit que plus haut dans les vallées il y a au moins 100 pieds de sables et graviers. La planche II A montre bien la forme en U de la vallée Kicking Horse entre le mont Stephen et le mont Field, ainsi que les bassins remplis du fond de la vallée.

La partie de la vallée que nous venons de décrire est un excellent exemple de bassin nivelé. Le fond graveleux et plat s'élargit en certains endroits jusqu'à une largeur de 1 mille, et sur cette distance, la rivière, qui change fréquemment son cours coule en suivant des méandres très pittoresque. Les chenaux s'anastomosent l'un l'autre de telle façon que la rivière a un aspect de lacet très distinct. La rivière a un large plateau d'inondation qui n'est couvert que lorsque l'eau est très haute.

La ville de Field est située sur le côté sud et à l'extrémité ouest de ce large bassin rempli, au pied du mont Stephen. De chaque côté de cette partie de la vallée les murs s'élèvent brusquement à une hauteur de plusieurs milliers de pieds en montagnes altières. Sur le côté nord les monts Field et Burgess s'élèvent respectivement à 4,000 et 4,600 pieds au-dessus du fond de la vallée, au sud le mont Stephen s'élève à 6,420 pieds au-dessus de la rivière.

À un mille et demi en aval de Field bien que le contour du lit de la vallée soit un peu changé, la rivière se rétrécit à quelques pieds, et en un endroit elle passe sous un pont naturel qui s'est formé dans un banc mince de calcaire. Cette partie du fond de la vallée, où le roc affleure, forme la lèvre rocheuse du bassin rempli que nous venons de décrire; en ce point, qui est situé à environ 6 milles de l'embouchure de la rivière Yoho, l'ancien glacier de vallée n'avait qu'un pouvoir d'érosion très diminué.

Sur les deux côtés du pont naturel que nous venons de mentionner, il y a une différence de niveau de l'eau de 20 pieds. L'auteur croit que l'origine de ce pont est due à la formation de

deux marmites de géant qui se sont réunies en profondeur. Celles-ci ont continué à s'approfondir, l'une ayant une entrée large pour l'eau et l'autre une décharge étroite. Cet élargissement se continue encore de nos jours, de sorte qu'on a du renforcer cette curiosité naturelle avec du ciment. La pose d'un garde-corps à ce pont en a grandement défiguré la beauté naturelle.

Après plusieurs petites chutes, rapides, et canyons, où le fond de la vallée descend de 100 pieds sur une distance de 1 mille ½, la rivière est rejointe par deux tributaires du nord, le ruisseau Emerald, et la rivière Amiskwi. Le premier n'a environ que 10 milles de longueur, et il prend sa source au pied des glaciers de la chaîne President, avec le lac Emerald comme réservoir d'approvisionnement. La rivière Amiskwi a plus de 20 milles de longueur et reçoit plusieurs tributaires le long de son cours. Plusieurs de ces subtributaires ont des cirques à leurs têtes.

En aval de l'embouchure de ces tributaires le fond de la vallée principale de la rivière Kicking Horse s'élargit brusquement et atteint une largeur maximum de 2 milles. Le chenal de la rivière est extrêmement tortueux et le cours d'eau suit des méandres, s'anastomose sur le fond graveleux, et change son cours sous la moindre influence surtout à la suite d'une pluie abondante.

Le ruisseau Boulder vient déboucher de l'est à environ 1 mille en aval de l'embouchure de la rivière Amiskwi; ce ruisseau a une pente très raide. Il prend sa source entre les passes Dennis et Duchesnay et il tombe d'une hauteur de 2,100 pieds sur une distance de 3 milles.

À trois milles en aval de l'embouchure de la rivière Amiskwi la vallée principale est rejointe au sud-est par une vallée large, dans laquelle coule la rivière Ottertail. Cette rivière prend sa source à environ 15 milles de son embouchure, et elle reçoit plusieurs gros sub-tributaires de la chaîne Ottertail sur le sud-ouest et des montagnes en flanc de la chaîne Bow sur le nord-est. Le fond de la vallée principale est si plat à l'embouchure de la rivière Ottertail que son chenal, après avoir sorti sur le plateau d'inondation, tourne brusquement vers le sud, se

dirige presque parallèlement à la rivière Kicking Horse, et se jette dans celle-ci trois milles plus bas.

La vallée du ruisseau Ottertail, qui débouche du nord-ouest, étant en relation avec la structure, se divise à environ ½ mille du chenal de la Kicking Horse: une des branches tourne dans le sens du courant, le suit parallèlement sur une distance de 1 mille ½, et se jette dans la rivière Kicking Horse. L'autre branche qui est la plus petite, vient directement à la rivière principale, et les deux chenaux forment ainsi un delta. Cette obstruction est un éventail que le cours d'eau et les nombreuses avalanches ont graduellement construit.

En aval de l'embouchure de la rivière Amiskwi, la rivière Kicking Horse principale coule presque directement vers le sud, et coupe ainsi obliquement la couche très écrasée de roches tendre qui forme le fond de la vallée Ottertail et qui constitue la base des montagnes Ottertail et la chaîne Van Horne. Le large plateau d'inondation de cette partie de la vallée Kicking Horse représente un second bassin rempli, semblable à celui que nous avons signalé près de Field à l'embouchure de la rivière Yoho. Ce bassin a environ 8 milles de long et va de l'embouchure de la rivière Amiskwi jusqu'à un point 3 milles en aval de la gare de chemin de fer de Ottertail. Là le chenal se retrécit à quelques verges de largeur et le fond et les murs de la vallée sont formés de schistes argileux tendres et d'argillites, représentant ainsi une lèvre rocheuse semblable à celle du pont naturel. L'origine de ce bassin est aussi analogue à celle de celui en amont dans la vallée. C'est un bassin d'érosion glaciaire, formé par le creusage de la roche tendre qui constitue le fond de la vallée, par le glacier. L'érosion glaciaire a été très intense sur ce point à cause de l'action combinée des glaciers tributaires venant du ruisseau Emerald et de la rivière Amiskwi. La marche régulière du fleuve de glace dans la vallée principale fut de nouveau interrompue par le glacier venant de la vallée Ottertail, qui, comme on peut le voir sur la carte, semble se diriger à rebours du courant. Il a pu y avoir un autre petit fleuve de glace venant de la vallée Otterhead. Tous ces facteurs eurent pour effet d'augmenter l'action érosive de la glace et de creuser le fond rocheux tendre sous-jacent.

À environ 1 mille en aval de l'embouchure du bassin que nous venons de décrire, une vallée récente en forme de V, dans laquelle coule le ruisseau Porcupine, pénètre du nord-ouest; sur son parcours cette vallée ne montre aucun signe de maturité ancienne. Cette vallée a environ 12 milles de longueur et elle prend sa source au centre de la chaîne Van Horne.

La rivière principale Kicking Horse tourne un peu à l'est de sud, et suit la structure géologique du pays sur une distance d'environ 6 milles, et elle coupe obliquement les bancs minces de calcaires, en plis serrés, les schistes argileux et les argillites. En ce point la rivière Beaverfoot, son plus gros affluent du sud-est vient rejoindre la rivière. La vallée de cet affluent suit la structure du pays, mais les versants se sont arrondis et le fond s'est élargi au passage de la glace vers le sud-est. Il semble assez évident que l'eau du cours d'eau transversal principal, la rivière Kicking Horse, coula vers le sud-est par la vallée de la Beaverfoot à l'époque pré-glaciaire; nous ferons la discussion de ce point ainsi que la description de la vallée Beaverfoot plus loin.

Sur une distance de quelques pieds à partir de la jonction de l'eau claire de la Beaverfoot et l'eau grise et boueuse de la rivière Kicking Horse, l'eau tombe par-dessus un précipice de 40 pieds de hauteur, appelé les chutes Wapta.

En aval des chutes le cours de la rivière tourne rapidement vers le nord-ouest sur un angle d'environ 130 degrés. Cette courbe aiguë dans le drainage sera désigné dans ce rapport sous le nom de "courbe de Leanchoil." Sur une distance d'environ 9 milles en aval de cette courbe, jusque près de la gare de Palliser, le cours de la rivière Kicking Horse suit les argillites tendres, plissées, et schisteuses et les ardoises de la chaîne Van Horne, correspondant ainsi à la direction de la vallée Beaverfoot que nous avons citée plus haut.

En aval de la gare de Palliser la direction de la rivière tourne vers l'ouest, et sur les 15 autres milles de son cours, la vallée est de nouveau transversale. L'eau s'est creusé un canyon étroit en diagonale avec les ardoises minces et tordues, les schistes carbonacés, les quartzites et les dolomies massives et très relevées de la chaîne Beaverfoot. Cette partie de son cours est connue sous le nom de canyon inférieur de la Kicking Horse, pour le

distinguer du canyon supérieur que suit le cours d'eau à partir du sommet jusqu'au plateau d'inondation à l'embouchure de la rivière Yoho.

Dans le canyon inférieur, l'eau tombe en cascades par-dessus des chutes et des rapides entre murs verticaux qui en certains endroits ont moins de 100 pieds les uns des autres, jusqu'à ce qu'elle se jette dans la vallée Columbia et la rivière Columbia à la ville de Golden. La vallée Columbia forme une partie de la tranchée[1] des montagnes Rocheuses, qui sépare le système des montagnes Rocheuses des chaînes Purcell et Selkirk. Cette tranchée se continue vers le sud-est par la vallée Kootenay et les eaux de tête de la Flathead, et vers le nord-ouest par les rivière Canoe, Parsnip, Findlay, et Kachika. Elle a une longueur totale d'environ 800 milles et une largeur de 2 à 15 milles.

Sur les 15 derniers milles le fond du chenal Kicking Horse tombe de 700 pieds. Cette partie de la vallée coupe la chaîne Beaverfoot en travers, et on peut la considérer comme une vallée transversale récente. Récente dans le sens que le canyon s'est entièrement formé durant l'époque post-glaciaire et qu'il est encore loin d'avoir atteint son profil d'équilibre.

CHANGEMENT DE DRAINAGE.

Bien que le drainage de cette partie des montagnes Rocheuses se fasse maintenant vers l'ouest, l'auteur est cependant convaincu que le drainage a commencé par la fonte des glaciers de vallée, et qu'à l'époque pré-glaciaire, le drainage se faisait vers le sud-est par la vallée Beaverfoot. Il est probable qu'avant que la glace eut rempli les vallées, la partie est de la chaîne Beaverfoot était drainée par une vallée de direction sud-est, et la partie supérieure et principale du cours d'eau est aujourd'hui représentée par la partie supérieure du ruisseau Glenogle. Cet ancien cours d'eau coulait vers le sud-est, et à la courbe Leanchoil il s'unissait à la rivière pré-glaciaire Kicking Horse et coulait

[1] Nom proposé par R. A. Daly pour cette "Longue dépression étroite entre des montagnes occupée par deux ou plusieurs cours d'eau (formant des lacs ou non) drainant alternativement la dépression dans des directions opposées." Nomenclature des Cordillères du Nord de l'Amérique entre le 47e et le 53e parallèle de latitude." Journ. géog., Juin 1906, p. 596.

dans la vallée Beaverfoot-Kootenay. Un cours d'eau drainant le versant ouest de la chaîne Beaverfoot occupait très vraisemblablement une vallée, à partir d'un point entre Glenogle et Golden. Il est probable que la tête de cette vallée était séparée par un point de division relativement bas de la vallée plus large sur le versant est de la chaîne Beaverfoot. Il est impossible de dire exactement comment la "vallée transversale" s'est creusée à travers la chaîne Beaverfoot, mais il semble y avoir preuve suffisante pour indiquer qu'avec le changement de climat et l'accumulation de la glace dans la vallée à l'est de la chaîne Beaverfoot il y eut un débordement de la glace par la dépression dans la vallée Columbia. Le sommet en forme de selle était probablement assez approfondi par le débordement de la glace pour permettre un débouché vers l'ouest pour l'eau après que le drainage eut été arrêté au sud-est. Nous étudierons plus à fond à une autre page les causes qui sont supposées avoir causé l'obstacle au drainage vers le sud-est par la vallée Beaverfoot.

Aussitôt que le glace fut fondue sur ce sommet en forme de selle de la passe en travers de la chaîne Beaverfoot et que l'eau eut rempli les dépressions à l'est, un cours d'eau sur les fonds de vallée nivelés ou un lac temporaire formé au pied du glaciers a atteint le sommet de cette passe en travers de la chaîne, et alors commença en débordement de l'eau dans la rivière Columbia. Le volume d'eau était suffisant pour creuser les roches de la chaîne Beaverfoot et pour former un canyon qui existe encore et qui est connu sous le nom de canyon inférieur de la rivière Kicking Horse.

La présente preuve semble permettre les conclusions ci-dessus. La partie la plus haute de cette vallée transversale à travers la chaîne Beaverfoot est arrondie et usée par la glace, et conserve ces caractères jusqu'à la ligne de contour de 4,000 pieds, tandis que la partie inférieure est usée par l'eau et d'origine post-glaciaire. De plus les terrasses bien marquées dans les vallées Beaverfoot et Kicking Horse en amont de Palliser, sont suffisamment hautes pour indiquer le débordement à travers cette auge dans la vallée Columbia ou tranchée des montagnes Rocheuses. Dans la vallée Beaverfoot il y a une terrasse à 4,400 pieds et

dans la vallée Kicking Horse les terrasses montent jusqu'au moins 4,650 pieds. L'élévation actuelle du sommet de la vallée Beaverfoot est un peu au-dessus de 4,000 pieds.

Pour ce qui regarde l'origine de la Kicking Horse et des autres vallées en forme de V, Dawson, déclare qu'elles ne sont pas dues à l'action érosive de la glace mais à celle des cours d'eau. Nous avons trouvé des stries glaciaires et des surfaces polies près du fond de la vallée Kicking Horse au pied du mont Stephen. Bien que les vallées existaient bien avant l'époque glaciaire, cependant, plusieurs d'entre elles ont été approfondies par l'action érosive de la glace et lui doivent leurs contours arrondis et leurs fonds larges actuels. C'est ainsi que se sont formés les bassins nivelés tels que ceux que l'on voit sur le fond de la vallée Kicking Horse.

Le drainage vers l'ouest, surtout celui transversal, a probablement commencé avec le soulèvement primaire du système de montagnes, qui eut lieu vers la fin de l'époque Mézozoïque, quand le système avait le contour d'une série de chaînes basses. A cette époque, Dawson croit que l'élévation générale de la majeure partie des Cordillères était 3,000 à 4,000 pieds plus basse qu'elle ne l'est maintenant. Le drainage dans les montagnes Rocheuses à cette époque a dû se produire en conséquence. La déformation post-laramienne a donné le jour au grand système de vallée, et Dawson a signalé comme exemple, la vallée Columbia-Kootenay qui fut érodée à l'époque éocène. Un soulèvement postérieur durant le Pliocène a occasionné une recrudescence dans l'action érosive des cours d'eau.

RIVIÈRE OTTERTAIL.

La rivière Ottertail coule dans une vallée qui a environ 15 milles de long et qui suit la structure des schistes argileux, des ardoises, et des argillites tendres qu'elle coupe. Sous ce rapport la vallée est semblable à celle de la rivière Beaverfoot. La rivière prend sa source dans une prairie large et presque plate qui forme une partie de la passe Ottertail. La source de la rivière Vermilion occupe la passe et la dépression qui continue vers le sud-est, et cette rivière après avoir coulé dans une direction sud-est sur une distance d'environ 20 milles, tourne à

angle droit vers le sud-ouest, passe à travers une gorge entre les chaînes Vermilion et Mitchell, et va se jeter dans la rivière Kootenay à 15 milles au sud-est de sa source, dans l'auge Beaverfoot-Kootenay.

La passe Ottertail, avec son élevation de 6900 pieds au-dessus, du niveau de la mer est une bonne preuve qu'elle a été creusée par l'action érosive d'un glacier de vallée. Elle a des versants arrondis de chaque côté et le fond n'est pas seulement large, mais il est aussi couvert de détritus sur une longueur d'environ 1 mille, et parsemée de plusieurs petits lacs formés dans des "bassins de drift glaciaire."[1] On peut noter ici que plusieurs lacs semblables plus grands sont disséminés sur le sommet dans l'auge Beaverfoot-Kootenay, et qu'il y en a aussi deux dans la passe Kicking Horse.

A partie de la passe, la rivière Ottertail tombe environ de 1,500 pieds dans les trois premiers milles. A cet endroit elle est jointe par un cours d'eau beaucoup plus gros venant du nord, le ruisseau Misko. La carte montre que la vallée de ce tributaire a une direction nord-ouest. Elle a donc une direction presque contraire à celle du courant et elle fait un angle aigu avec la vallée du tronc principal. Nous verrons plus loin que les vallées du ruisseau Moose, de la rivière Ice, et un grand nombre de vallées plus petites de chaque côté de cette partie de l'auge Beaverfoot-Kootenay drainée par la rivière Beaverfoot présente aussi cet aspect barbelé avec la vallée principale, ou environ 6 milles de la passe, il y a une autre branche, le ruisseau Goodsir, qui se jette dans la rivière en venant du sud. Ce ruisseau, qui a trois milles de longueur, prend sa source aux trois petits glaciers sur les versants nords des monts Goodsir et Sharp. Le cours d'eau principal émerge de l'extrémité couverte de graviers du plus grand de ces glaciers d'un chenal sous-glaciaire, non à l'état de petit ruisseau insignifiant, mais comme un gros torrent puissant qui rugit en sautant par-dessus les blocs morainiques. La planche IV A, représente le cours d'eau émergeant d'une dépression en forme de cône. Nous parlerons plus longuement de ces glaciers dans un autre chapitre, mais il

[1] Davis W. M., "Classification des bassins lacustres." Boston Soc. Hist. Nat., Vol. 21, janvier 1882, p. 315.

convient de noter, en passant, que cette langue de glace, sur une largeur d'un mille et sur une longueur d'un demi-mille, est couverte de matériaux morainiques qui ont une épaisseur variant d'une fraction de pied à plus de 3 pieds. Sur le front où les débris de roche sont épais et la glace mince, il y a une végétation rabougrie. En un endroit, une petite gorge, coupée dans la glace par un courant super-glaciaire, montre la glace bleue verdâtre contenant plusieurs petits blocaux à la base, une couche d'environ 3 pieds de graviers et de matériaux boueux à la surface, où croissent des épinettes rabougries ayant un à deux pieds de hauteur, ainsi que certaines fleurs alpines. Cette végétation super-glaciaire est commune dans les régions arctiques, mais elle est relativement rare au sud du 51e parallèle de latitude.

Cette petite langue de glace a offert plusieurs caractères intéressants relativement à l'érosion des cours d'eau. Plusieurs cours d'eau coupent la surface de cette large langue de glace en forme d'éventail; quelques-uns ont un volume d'eau considérable vers le milieu du jour, d'autres suivent la pente de la glace, et d'autres enfin suivent des fractures qui laissent passer les cours d'eau dans une direction différente. Quelques-uns de ces cours d'eau super-glaciaires sont si importants qu'ils ont creusé dans la glace des vallées en forme de V qui ont jusqu'à 30 et 40 pieds de profondeur et jusqu'à 100 pieds de largeur au sommet de la gorge. Les cours d'eau les plus considérables forment des méandres dans la glace claire et vert bleuâtre. Les côtés concaves de la vallée sont escarpés tandis que les côtés convexes sont à pente douce, comme dans le cas des méandres de rivière. Dans certains cas les méandres sont coupés en travers et le cours d'eau se creuse un nouveau méandre. En comparant les caractères d'érosion de ces cours d'eau glaciaires avec ceux d'une rivière normale, le lecteur remarquera de suite qu'il y a une grande différence entre des méandres d'un cours d'eau normal et ceux des cours d'eau super-glaciaires que nous venons de décrire. Dans le premier cas les méandres sont des signes distincts de vieillesse, tandis qu'ici le cours d'eau montre tous les signes de jeunesse, avec une chute de 100 pieds du lit du chenal sur une distance d'un quart de mille.

L'auteur offre l'explication suivante pour la formation des

méandres dans ces cours d'eau super-glaciaires avec une pente si forte. On peut dire avec beaucoup de sureté qu'aucun cours d'eau coulant à la surface d'un glacier ne suit une ligne droite à moins qu'il ne suive une fissure dans la glace. S'il y a une grande quantité de sable et de graviers dans la glace, ils sont entrainés par le cours d'eau quand celle-ci fond et ils viennent faire mitraille dans les irrégularités des côtés du chenal.

Leur force est suffisante pour creuser la glace contre laquelle ils viennent battre, et ils ne sortent de ce "havre" que pour répéter leur effet sur le côté opposé de cette rainure dans laquelle coule le petit ruisseau et à l'origine un filet d'eau. Sous l'effet continu de ce procédé, l'extérieur de la courbe est rapidement usé en arrière et les méandres deviennent plus prononcés. La glace s'use très rapidement grâce à l'effet érosif continuel de la charge de détritus que le cours d'eau charrie. L'élargissement de la tranchée ne se produit pas seulement par la fonte de la glace sur ses versants, mais aussi par l'affouillement rapide sur la partie concave des courbes, qui produit l'enlèvement d'un gros bloc de glace. Le chenal du cours d'eau peut s'obstruer par un gros morceau de glace, ou par un gros bloc erratique qui a été abandonné par la glace en fondant. Dans ce cas l'eau coule sur une nouvelle surface de glace et se forme bientôt un nouveau chenal. Les courbes dans les méandres sont généralement simples et non en volutes. De plus si la gorge d'un lobe se rétrécit, une légère obstruction dans le cours d'eau principal oblige [illegible] au de passer par-dessus cette gorge et il en résultera la formation d'une nouvelle tranchée. Tous ces changements s'opèrent très rapidement, car non seulement la saison annuelle est très courte, mais la phase active journalière d'un cours d'eau est peu efficace après le milieu de l'après-midi.

Les branches de la tête du ruisseau Goodsir sont fortement chargées de matériaux boueux venant des glaciers. Le cours d'eau dans les deux tiers inférieurs de sa longueur a un large plateau d'inondation qui s'est formé par un procédé de nivelage.

La carte montre que cette vallée nord-sud est la continuation de celle du ruisseau McArthur, sur le côté nord de la rivière Ottertail. Ces vallées, avec celle du ruisseau Moose au sud, et celle du ruisseau Cataract au nord, forment une dépression

d'érosion discontinue sur toute la longueur de la région. La partie nord de cette dépression suit une faille nord-sud.

Le ruisseau McArthur a environ 7 millles de long, et il se bifurque vers sa partie supérieure. Une des branches commence à passe McArthur, où elle est intermittente dans sa partie supérieure, et reçoit la plus grande partie de son eau de chenaux souterrains venant du lac McArthur (élévation 7,359 pieds). Ce lac occupe un bassin rocheux dont la lèvre est à plus de 50 pieds au-dessus de la surface actuelle de l'eau. À l'extrémité est du lac (planche IV B) il y a le mont Biddle avec un glacier du même nom dans un cirque bien formé et qui descend jusqu'au lac. L'autre branche du ruisseau McArthur commence entre le mont Odaray et a une direction nord-ouest sud-est. Nous mentionnons ici cette vallée parce que vers sa tête les débris en talus du mont Duchesnay entravent rapidement le cours d'eau et le poussent plus loin, sur le versant de la chaîne située au nord de la passe Odaray. En aval de la jonction de ces deux branches, le ruisseau McArthur présente un état d'adolescence. La pente est uniforme, il n'y a aucune chute, et le cours d'eau coule paresseusement sur son plateau d'inondation nivelé. Sur le dernier mille de son cours le ruisseau tourne vers le sud-est pour se jeter dans la rivière Ottertail. On peut aussi voir cette déflection du cours près de son embouchure au ruisseau Miske, et elle se produit aussitôt que la vallée tributaire entre dans le flanc de la vallée principale.

En aval de l'embouchure du ruisseau McArthur la vallée de la rivière Ottertail a une forme nette en V, et le cours d'eau est au commencement de son cycle. Le diagramme (figure 1) montre cette forme en V de la vallée au pied du mont Owen qui a un contour à peu près triangulaire sur la carte.

Trois petites branches, les ruisseaux Silver Slope, Haskins et Québec, se jettent dans la rivière Ottertail par le côté sud. Tous ces cours d'eau prennent leur source au glacier Henbury et à de petits glaciers de rocher dans la chaîne Ottertail.

Sur le côté nord de la vallée, il faut surtout mentionner le ruisseau Float. Il coule entre le Mont Owen et le Mont Duchesnay et il a seulement 3 milles ½ de longueur. La figure 2 donne un profil de ce cours d'eau. L'embouchure de la vallée du ruis-

seau Float est suspendue à 800 pieds au-dessus du lit de la rivière Ottertail. De plus le profil et la carte montrent que la tête de cette vallée est creusée à angle droit sur celle de la fourche nord-ouest du ruisseau McArthur. Elle est aussi suspendue à 1,000 pieds au-dessus du chenal de ce dernier. Le ruisseau Float est un cours d'eau latéral dont la vallée s'est formée par érosion dans le flanc de la vallée du ruisseau McArthur.

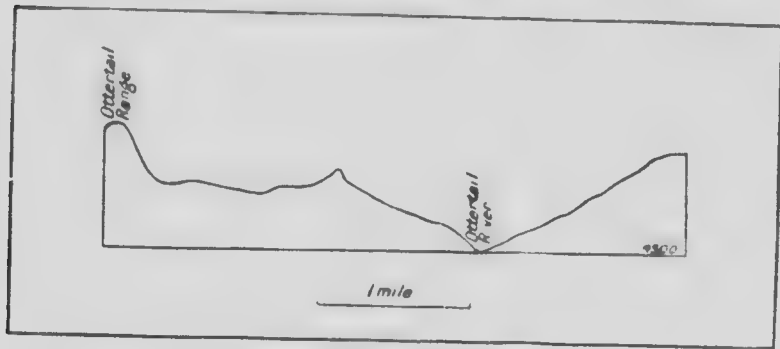


Fig. 1. Section en travers de la vallée Ottertail.

En aval de l'embouchure du ruisseau Float, la rivière Ottertail s'est creusé une gorge en forme de V dans des graviers glaciaires récents, et cette gorge a 300 pieds de profondeur vers l'embouchure de la vallée. À son embouchure vient se jeter le ruisseau Haygarth, la dernière branche latérale du côté nord.

Aussitôt que le chenal de la rivière Ottertail a atteint le

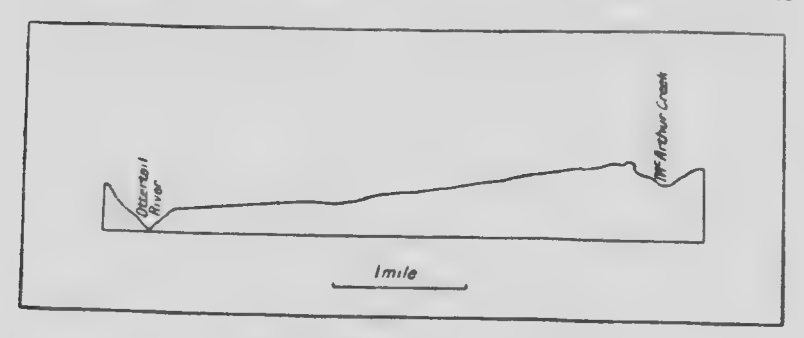


Fig. 2. Profil du ruisseau Float

plateau d'inondation de la rivière Kicking Horse elle tourne vers le sud; et au lieu de se jeter dans le rivière principale de suite, elle coule parallèlement à la Kicking Horse sur une distance de deux milles sur le plateau d'innondation de cette dernière avant de la rejoindre.

Toute la région drainée par la vallée Ottertail repose sur des roches très tendreset très écrasées qui s'émiettent facilement sous l'action de la désintégration, et elles forment des pentes arrondies et douces telles que celles qu'on peut voir sur le versant sud du mont Owen. Nous avons mentionné que la partie inférieure de la vallée est nettement en forme de V. Entre le sommet de la vallée récente en forme de V et la base de l'escarpement (planche V A), la pente moyenne est douce, et même en certains endroits il y a une dépression à la base des rochers. Ce caractère se continue vers le sud-est sur une distance de plus de 20 milles. Le profil de la figure 1 montre la relation entre cette pente douce avec la pente plus escarpée; la première a quelquefois deux milles de largeur. Ces faits semblent faire croire que quand la glace remplit la vallée, ses versants étaient arrondis par la glace, et comme la glace a marché depuis les roches plus massives dans les montagnes Ottertail vers les roches très tendres en bas, ces dernières se sont usées plus rapidement près de la base du haut escarpment qu'au centre de la vallée. Après que la glace se fut retirée de la vallée, le cours d'eau s'est creusé son chenal en forme de V sur le fond de la vallée large qui avait été arrondie par l'action de la glace.

LA VALLÉE BEAVERFOOT ET SES TRIBUTAIRES.

Nous avons signalé plus haut que la rivière Kicking Horse est rejointe par un grand tributaire du sud-est, le Beaverfoot, à la courbe Leanchoil, à l'endroit où elle tourne brusquement vers le nord-est après avoir coulé vers le sud sur une distance de plusieurs milles. En jetant un coup d'oeil sur la carte on voit que la vallée Beaverfoot a une direction générale nord-ouest sud-est. On peut donc l'appeler une "vallée de direction" parce qu'elle est parallèle à la structure générale des chaînes de montagnes. On peut décrire cette vallée comme une auge large à fond plat, et dont les versants ont d'abord une pente douce et

au-dessus des pentes escarpées. Elle se continue vers le sud-est par la vallée de la rivière Kootenay, et forme ainsi une auge que nous appellerons l'auge Beaverfoot-Kootenay. La partie supérieure de l'auge a environs 2 milles de largeur, mais elle s'élargit vers le sud-est où elle atteint une largeur maximum de 4 milles. Cette auge est beaucoup plus petite que l'auge Columbia-Kootenay à l'ouest.

Sur une distance de 14 milles de la rivière Kicking Horse l'auge est occupée en partie par la rivière Beaverfoot dont les eaux coulent vers le nord-ouest, et sur une distance de 50 milles aval de ce point elle est occupée par la rivière Kootenay qui coule vers le sud-est. La vallée tourne alors à angle droit vers l'ouest, elle transverse la chaine Beaverfoot, et elle entre dans l'auge plus grande Colombia-Kootenay à une faible distance au sud des lacs Columbia supérieurs.

Le sommet entre le drainage vers le nord-ouest et celui vers le sud-est est si peu au-dessus du fond de l'auge qu'on ne peut le distinguer quand on traverse la vallée. On peut considérer le sommet comme ayant une longueur d'environ 4 milles le long de la vallée, et sur cette distance les cours d'eau, dont les eaux coulent dans des directions opposées se recoupent les uns les autres d'une manière inextricable. La hauteur de cette ligne de partage des eaux est environ 4000 pieds.

La rivière Beaverfoot prend sa source principale dans les montagnes au nord-est de la grande vallée. Le ruisseau Moose constitue la branche principale, et il prend sa source sur les versants de montagnes ayant plus de 10,000 pieds de hauteur et il sort d'un grand glacier, le Washmawapta, situé dans la chaîne Ottertail à l'est et au sud de la montagne Helmet et couvrant une superficie d'environ 7 milles carrés. La vallée du ruisseau Moose a une direction générale nord-sud et elle est en ligne avec les vallées des ruisseaux Goodsir, McArthur, et Cataract. Elle a un profil en travers arrondi, ce qui prouve qu'elle a été creusée par l'action d'un glacier de vallée. Une grande partie des versants de cette vallée a été modifiée par le procédé de dégradation. La vallée n'a que 6 milles de longueur. Dans les 3 milles supérieurs de la vallée le ruisseau est encore à l'état torrentiel et contient plusieurs rapides. En aval de ce point en certains

endroits dans le fond de la vallée il y a un plateau d'inondation ayant plusieurs centaines de verges. Il y a une si grande quantité de matériaux meubles sur les versants de cette vallée que les avalanches et les pluies torrentielles en charrient de grandes masses au printemps. Le seul tributaire important de ce cours d'eau est le ruisseau Dainard, qui a une direction nord-est sud-ouest.

À l'endroit où la vallée du ruisseau Moose vient se confondre avec l'auge Beaverfoot-Kootenay, le cours du ruisseau Moose tourne à 90 degrés vers le sud-ouest, et sur une distance de moins de 1 mille fait un autre tour à angle droit et continue sur plus de deux milles sur le coté le nord-est de la vallée avec une direction nord-ouest. Il tourne brusquement vers le nord-ouest sur une distance d'un mille, et il tourne de nouveau brusquement vers le nord-ouest et il continue sur le coté sud-ouest de l'auge comme la rivière Beaverfoot.

Il n'y a aucun doute que le ruisseau Moose coulait autrefois vers le sud-est, et le petit cours d'eau qui se jette dans le ruisseau Moose à son premier tournant brusque représente l'ancien cours de ce ruisseau qui coulait vers une des branches de la rivière Kootenay. La distance entre ces deux cours d'eau n'est actuellement qu'environ 300 verges. La vallée du ruisseau Moose fait un auge de 40 degrés avec celle de la Beaverfoot, de sorte que pour atteindre la direction générale de la Beaverfoot le cours du ruisseau Moose a dû tourner d'un angle de 140 degrés.

Après avoir atteint la vallée principale la rivière suit un chenal étroit et tortueux "dans la dépression en forme d'auge au centre de la vallée d'environ trois quarts de mille de largeur et bordée par des terrasses de graviers qui atteignent le pied des montagnes de chaque coté."[1] Quoiqu'il n'y a que 14 milles en droite ligne depuis le sommet de la vallée jusqu'à l'embouchure de la Beaverfoot, cependant le cours de l'eau a environ le double de cette longueur. On peut plus facilement reconnaître les terrasses graveleuses, que nous venons de mentionner, du sommet de quelques collines de chaque coté à quelques centaines ou à un millier de pieds au-dessus du fond de la vallée, car la vue à des

[1] Dawson, G. M., Rapp. ann. Com. géol. Canada, 1886, Partie B, p. 121.

altitudes inférieures est obstruée par la nature épaissement boisée de la vallée. A environ 10 milles de son embouchure, la Beaverfoot est rejointe du coté nord par une autre grande rivière, la rivière Ice. Sur le reste de son parcours la Beaverfoot reçoit plusieurs petits cours d'eau et ruisseaux des versants escarpés des montagnes de chaque coté de la vallée. Plusieurs d'entre eux sont intermittents, mais leurs vallées étroites s'élargissent et s'approfondissent continuellement par érosion, et au printemps les torrents charrient des volumes énormes de débris de roche, qui quand ils atteignent la pente la plus douce de l'auge, se répandent dans toutes les directions à partir des chenaux des ruisseaux. En quelques endroits ce détritus forme un cone de déjection qui recouvre les racines et deux ou trois pieds du tronc des arbres qui tapissent le fond et les cotés de l'auge. Le ruisseau Steep fournit un exemple de ce phénomène.

La vallée de la rivière Ice s'étend vers le nord sur une distance d'environ 8 milles à partir du point où elle rejoint la Beaverfoot, et elle prend sa source sur les versants des montagnes altières de la chaine Ottertail, dont les hauteurs varient de 10,000 à 11,600 pieds. Les montagnes à l'extrémité de la vallée sont recouvertes en partie par le glacier Hambury, qui a une superficie d'environ 8 milles carrés, et une épaisseur en un endroit de 1500 pieds. Ce champ de glace peut être considéré comme un "glacier transversal" tel que défini par Tarr, car il écoule ses eaux par une ligne de partage peu élevée d'un coté dans la vallée Ottertail et de l'autre dans celle de la rivière Ice. La vallée de la rivière Ice est étroite et profonde, ses versants sont escarpés et sont entamés par plusieurs tributaires de coté qui prennent tous leurs sources dans des cirques glaciaires. Les cotés de la vallée sont creusés par de petits cours d'eau. A environ 2 milles de sa tête, le fond de la vallée s'élargit à un demi-mille et la rivière coule tranquilement par des méandres sur ce bassin nivelé qui a été creusé par le mouvement d'un glacier de vallée. Ce bassin se termine par une lèvre étroite à l'ouest du mont Mollison, à travers laquelle la rivière coule en une longue série de rapides, pour rejoindre la rivière Beaverfoot trois milles en aval.

Il faut remarquer que la rivière Ice et le ruisseau Moose

ont tous deux une direction générale presque vrai sud jusqu'à ce que leurs vallées respectives sortent des hautes montagnes et approchent du versant de la vallée Beaverfoot. À deux milles de leurs points de jonction avec la rivière qui coule dans le fond de l'auge, leurs cours tournent brusquement vers l'ouest, presque à angle droit, pour rejoindre la Beaverfoot qui se dirige vers le nord-ouest. Ces deux exemples ainsi que plusieurs autres cas semblables de petits cours d'eau, tendent à montrer, ou au moins semblent faire croire, que le drainage entier dans cette auge se faisait vers le sud-est à une époque probablement reculée. Dans le cas de la rivière Ice, l'auteur n'a trouvé aucun ancien chenal se continuant vers le sud, mais le détour brusque à angle droit dans la Beaverfoot environ 3 milles en amont de l'endroit où la rivière Ice la rejoint, fait croire qu'il aurait pu y avoir débouché dans cette direction.

ORIGINE DE L'AUGE BEAVERFOOT-KOOTENAY.

On croit que cette auge, quoique arrondie par le glacier de vallée, a pris son origine à une "époque reculée de grande et longue érosion qui a suivi" la formation des montagnes (à la fin de l'époque Laramie). Tout le drainage de cette vallée se faisait autrefois vers le sud, puis ensuite vers l'ouest par l'auge Columbia-Kootenay. Le drainage de la rivière Kicking Horse, en amont de la courbe Leanchoil, peut aussi s'être fait vers le sud par la même auge, ainsi qu'au moins une partie du drainage vers l'est de la chaine Beaverfoot à travers laquelle la rivière Kicking Horse coule maintenant en suivant une gorge profonde. Il semble très probable que le glacier de vallée, qui remplissait la partie supérieure de la vallée Kicking Horse s'est aussi écoulé par ce cours vers le sud.

Dawson a suggéré que le drainage post-glaciaire se fit pendant un certain temps vers le sud, et qu'un léger affaissement des terrains vers le nord, et probablement un léger soulèvement du fond de l'auge, ont arrêté le drainage vers le sud et ont forcé les eaux à s'échapper dans une direction opposée. Cette décharge était fournie par la dépression pré-glaciaire à travers la chaîne Beaverfoot, qui fut approfondie par la glace et à travers laquelle la rivière canyon creuse maintenant son canyon inférieur.

On peut donner une autre explication au changement dans la direction du drainage. Comme la glace s'est retirée de cette auge vers le haut de la vallée Kicking Horse, il semble y avoir eu formation d'un lac en avant de la glace. On a la preuve de l'existence antérieure d'un tel lac dans les boues que l'on trouve vers le centre de la vallée, dont on trouve un bon affleurement sur les rives du chenal actuel entre Palliser et Leanchoil. Ce lac fut probablement formé par les détritus enlevés des deux versants de la vallée, et formés en delta ou en éventail d'alluvion, à peu près à l'endroit occupé actuellement par la ligne de partage des eaux Beaverfoot-Kootenay. L'envahissement de ces matériaux vers le centre de la vallée ont peu à peu arrêté le drainage vers le sud-est, qui se faisait probablement sur une pente faible. Aussitôt que le lac eut atteint une hauteur suffisante pour que l'eau se déverse par dessus le sommet de la dépression à l'extrémité supérieure de la chaine Beaverfoot, dans la vallée Columbia, l'obstruction au sommet de l'auge Beaverfoot-Kootenay devint plus effective, et il s'est creusé un chenal dans les sédiments très relevés de la chaine Beaverfoot grâce à l'augmentation du volume de l'eau du cours d'eau qui se déchargeait par l'ancienne vallée en travers des montagnes Beaverfoot. Depuis, le présent canyon s'est creusé, et il est encore à s'approfondir.

CHAPITRE IV.

PHYSIOGRAPHIE: CARACTÈRE GÉNÉRAL DU DISTRICT.

La région qui fait le sujet de ce rapport est situé sur le versant ouest du système des montagnes Rocheuses, à partir de la ligne continentale de partage des eaux et se continuant vers l'ouest jusqu'à quelques milles de la tranchée des montagnes Rocheuses qui sépare les montagnes Rocheuses des Selkirks. La topographie est très raboteuse et alpine. Le district est découpé et les régions situées entre les cours d'eau sont usées et présentent l'aspect de crêtes étroites en forme de couteau. Les pics de montagnes présentent des formes d'érosion du type alpin, et l'érosion se continue encore de nos jours très rapidement de sorte que les pentes douces sont couvertes de débris en talus. Les glaciers ont modifié les formes des vallées, larges comme étroites, et quelques-unes d'entre elles ont une profondeur de 4000 pieds.

DRAINAGE.

Comme le système de drainage a été décrit en détail dans un chapitre précédent, nous ne ferons ici que le mentionner. Le district comprend la majeure partie de la région drainée par la rivière Kicking Horse qui constitue le tronc principal du drainage transversal. Le tronc principal, les vallées tributaires, et la plupart des sub-tributaires sont d'âge pré-glaciaire, mais ils ont été élargis et arrondis par l'action des glaciers de vallée, ils ont été approfondis en quelques endroits, à l'époque post-glaciaire. En général la vallée en forme de U est la forme prédominante dans tous les grands tributaires.

On voit mieux le type en forme de V dans les vallées latérales creusées dans les versants escarpés des vallées plus larges et arrondies. En outre de ces vallées plus petites les canyons supérieur et inférieur de la rivière Kicking Horse sont aussi d'origine post-glaciaire.

La photographie (planche II A.) prise près de Field entre le mont Stephen et le mont Field montre bien le contour en

forme de U de la vallée Kicking Horse. Les versants de la vallée à la ville de Field s'élèvent à 3100 et 3500 pieds au-dessus du fond de la vallée.

Les vallées se sont plus approfondies aux endroits où la glace était plus épaisse. La concentration de la glace venant des tributaires dans la vallée principale augmente beaucoup l'érosion différentielle, et ainsi, non seulement quelques parties d'une vallée unique se creusent plus vite que d'autres.

PENTES.

Il y a une grande variation d'un endroit à l'autre, dans les pentes des cours d'eau principaux ainsi que les cours d'eau latéraux. Nous avons déjà signalé que la rivière Kicking Horse a une chute de 1100 pieds sur une distance de 5 milles à partir de sa source et de seulement 1600 pieds dans les autres 38 milles. Le tableau suivant donne les pentes de tous les cours d'eau principaux compris dans le district:—

Rivière Kicking Horse	(Premier 5 milles)	1100	pds.—moyenne.	220	pds. par mille
" "	(dernier 38 milles)	1600	" "	42·2	" "
Rivière Yoho (entre sa source et son embouchure)		1200	" "	80	" "
Rivière Ottertail	(premier 3 milles)	1400	" "	466·6	" "
" "	(derniers 13 milles)	1700	" "	130·6	" "
Ruisseau Boulder	(6 milles)	3000	" "	500	" "
Ruisseau Emerald	(5 milles)	400	" "	80	" "
Ruisseau Cataract	(premier 8 milles)	1100	" "	137·5	" "
" "	(dernier mille)	475	" "	475·0	" "
Lac Sherbrook (Ck.)	(dernier mille)	700	" "	700·0	" "
Ruisseau McArthur	(7 milles)	1700	" "	242·8	" "
Ruisseau Misko	(7 milles)	1700	" "	242·8	" "
Ruisseau Float	(premiers 3 milles)	2070	" "	690	" "
" "	(dernier demi-mille)	600	" "	1200	" "
Ruisseau Silver Slope	(4½ milles)	2400	" "	533	" "
Ruisseau Haskins	(3 milles)	1800	" "	600	" "
Ruisseau Quebec	(2 milles)	2000	" "	1000	" "
Rivière Beaverfoot	(25 milles)	850	" "	34	" "
Ruisseau Moose	(7 milles)	1800	" "	257	" "
Ruisseau Dainard	(5 milles)	1800	" "	360	" "
Rivière Ice	(12 milles)	1500	" "	125	" "
Ruisseau Zinc	(2 milles)	2000	" "	1000	" "
Ruisseau Sodalite	(2 milles)	2400	" "	1200	" "
Ruisseau Shining Beauty	(1½ mille)	3000	" "	2000	" "
Ruisseau Mollison	(2 milles)	2400	" "	1200	" "
Premier ruisseau au S. de Mt. Grenat	(dernier demi-mille)	1200	" "	2400	" "
Second ruisseau	(dernier demi-mille)	1200	" "	2400	" "

Ce tableau montre que les tributaires de la rivière Ice surtout, sont suspendues très haut au-dessus du fond de la vallée. Il y a plusieurs cours d'eau moins considérables qui donnerait une pente moyenne par mille encore plus forte.

VALLÉES SUSPENDUES.

Les vallées suspendues sont des caractères topographiques très communs dans les montagnes Rocheuses, et elles sont nombreuses dans le district qui fait le sujet de ce rapport. Les embouchures de plusieurs vallées latérales sont suspendues à 700 et 1200 pieds au-dessus du fond de la vallée principale. Une bonne définition d'une vallée suspendue est celle de I. C. Russell, qui dit que ce terme s'applique à "toute vallée ou toute dépression en forme de vallée dont le fond n'est pas ajusté avec le fond de la dépression inférieure avec laquelle elle est en communication et dans laquelle elle écoule ses eaux, et le passage de l une à l'autre se fait par un versant dont la déclivité est plus grande que la pente de la vallée tributaire, et souvent par un escarpement abrupt."[1] Cette définition ne comporte pas le procédé de formation de la vallée suspendue latérale. Russell signale aussi le fait que toutes les vallées suspendues ne sont pas formées par érosion glaciaire, mais il les classe en quatre "espèces,"(1) celles formées par un cours d'eau, (2) celles formées par la mer, (3) les vallées diastrophiques, (4) les vallées formées par l'action glaciaire. La dernière "espèce" est la seule importante dans le district de la rivière Ice.

L'origine des vallées suspendues formées par l'action glaciaire est encore une question controversée. Un grand nombre d'auteurs soutiennent qu'elles sont formées par un approfondissement plus rapide de la vallée principale par un glacier, avec le résultat que les tributaires ne peuvent pas creuser leurs vallées aussi vite, de sorte que quand la glace disparaît de la vallée principale, l'embouchure du tributaire reste suspendue sur son versant. D'autres soutiennent que les vallées suspendues tributaires résultent de l'élargissement de la vallée principale par la glace plutôt que d'un approfondissement. Cette manière de voir a été présentée et bien discutée par Johnson, qui l'a illustrée de diagrammes[2].

L'auteur a trouvé que dans le district actuel la formation

[1] Russell, I. C., "Vallées suspendues", Bull. G. S. A.; Vol. 16, 1905, p. 76.

[2] Johnson, D. W,, "Vallée suspendues". Amer. Geol. Soc. Vol. 41, 1909 p. 665.

des vallees suspendues résulte de l'érosion glaciaire différentielle ajoutée aux résultats combinés de l'approfondissement et de l'élargissement glaciaires de la vallée principale aux endroits où la glace était plus épaisse et où sa vitesse était la plus grande.

L'auteur désire présenter une autre forme de vallée suspendue dont on ne peut expliquer l'origine par l'érosion différentielle glaciaire dans la vallée d'en-dessous. Il y a un grand nombre de petits glaciers de rocher qui prennent naissance dans les faibles dépressions sur la face escarpée du versant de la montagne. La planche V B, montre quelques-uns de ces lambeaux de glace sur le versant nord du mont Goodsir surplombant la vallée Ottertail. Un de ces glaciers est à 2000 pieds au-dessus du pied du rocher. A ce type de glacier suspendu, Russell a donné le nom de "glacier de flanc de montagne." Ces glaciers de rocher se creusent peu à peu leurs propres dépressions sur le flanc de la montagne et quelquefois, sous l'action d'une variation climatérique, telle qu'un été plus chaud, la glace disparaît et on peut voir le contour en forme de cirque de la dépression. Souvent le cirque s'étend lentement vers l'intérieur par érosion (bergschrund) glaciaire jusqu'à ce que la vallée ait pris la forme en U avec des murs escarpés se terminant par une tête en forme de cirque. La planche VI A, représente, une vallée suspendue, qui croit-on, appartient à cette catégorie. Cette photographie représente la troisième vallée suspendue au sud du mont Helmet, qui coupe le versant est de la vallée du ruisseau Moose. Cette vallée qui surplombe la vallée profonde du ruisseau Moose n'a pas plus d'un mille de longueur. D'après cette méthode de formation des vallées suspendues l'érosion glaciaire différentielle dans la vallée principale n'intervient pas comme facteur important dans le développement d'une vallée suspendue. Une vallée formée par l'action des glaciers de rocher (glaciers de flanc de montagne) diffère de celle formée par les agents ordinaires, en ce qu'elle manque presque entièrement de tributaires latéraux. Celle représentée sur la planche VI A, est typique sous ce rapport. La profondeur à laquelle un glacier de flanc de montagne creusera le lit de son bassin sera déterminée en partie par le taux de fonte de la glace, et probablement à un degré plus grand, par la dureté des roches. Dans l'exemple

que nous venons de citer un banc de calcaire bleu massif (formation Ottertail) forme la lèvre de la vallée et la majeure partie du fond. La lèvre de cette vallée est suspendue à environ 2000 pieds au-dessus du fond de la vallée principale. On rencontre des cas semblables dans la première et la seconde dépression au sud du mont Halmet, qui toutes deux sont des vallées suspendues.

Étant donné la marque de détail sur la carte topographique, un grand nombre des plus belles vallées suspendues n'y sont pas indiquées. En jetant un coup d'oeil sur la carte on voit qu'une des vallées suspendues les plus prononcées se trouve dans la chaîne Bow à l'ouest du mont Niblock. Il y a en réalité deux bassins, le plus haut étant à 1200 pieds au-dessus du plus bas, lequel contient le lac Ross.

Il y a un certain nombre d'autres vallées latérales qui, quoique n'étant pas suspendues, ont cependant la même origine que les vallées suspendues, mais leurs lèvres faites de roches tendres ont été coupées depuis la disparition de la glace dans la vallée principale. La vallée Zinc est un exemple de ce type.

Comme conclusion on peut dire que la plupart des vallées ont été profondement creusées par l'érosion des cours d'eau à l'époque pré-glaciaire, mais elles ont été grandement modifiées par les procédés de dégradation et de nivelage glaciaire. Les vallées furent élargies et approfondies, quelques-unes furent laissées à l'état suspendu au-dessus de la vallée principale, tandis que d'autres ont été formées par l'action des glaciers de rocher indépendamment de l'érosion glaciaire différentielle dans la vallée principale.

RELIEF.

Cette région est typique du versant ouest des montagnes Rocheuses. La topographie est encore à son premier cycle d'érosion. Elle est raboteuse, montagneuse, et dans son ensemble elle est découpée et donne naissance à un panorama dont le contour est typiquement alpin. Les formes d'érosion, telles qu'elles sont, produisent un aspect montagneux qui égale, et sous certains rapports, qui surpasse toutes celles du continent, et même du globe entier. Le contraste des pics altiers, des glaciers et des champs

de neige, des vallées profondes et arrondies, avec les rivières et les lacs remplis d'eau ayant différentes teintes de vert, offre des aspects qui ont besoin d'être vus pour être appréciés.

Il y a une pente continuelle des sommets des chaines et des crètes à partir de la ligne continentale de partage des eaux jusqu'à la limite ouest du système des montagnes Rocheuses. En général on peut dire qu'au sud du chemin de fer Canadien du Pacifique la partie occidentale du système des montagnes Rocheuses est formée de trois chaines—la chaine Bow à l'est, formant la ligne de partage des eaux; la chaine Ottertail au centre, et la chaîne Beaverfoot à l'ouest, cette dernière formant le coté est de la tranchée des montagnes Rocheuses.

La plus grande élévation moyenne, qui est plus de 10,000 pieds, se recontre dans la chaine Bow, ou plusieurs pics ont plus de 11,000 pieds de hauteur. Dans la chaine Ottertail il n'y a seulement que quelques pics qui ont plus de 10,000 pieds de hauteur et il n'y en a qu'un qui a plus de 11,000 pieds, c'est le mont Goodsir. La tour sud de cette montagne a 11,676 pieds, c'est la plus haute dans cette partie du système des montagnes Rocheuses.[1]

Dans la chaîne Beaverfoot l'élévation moyenne est de 8500 pieds. Entre ces chaines, il y a des dépressions ou des vallées d'érosion modifiées par l'action glaciaire. La large vallée de la rivière Ottertail sépare la chaine Bow de la chaine Ottertail. Cette dépression se continue au sud-est par la vallée de la rivière Vermillion. La vallée Beaverfoot sépare les chaines Ottertail et Beaverfoot. Cette dépression constitue un bon exemple de "vallée transversale" car elle est drainée par la rivière Beaverfoot qui coule vers le nord-ouest, et par la rivière Kootenay qui coule vers le sud-est. Le sommet de l'auge Beaverfoot-Kootenay a une élévation de 4000 pieds et la division entre ces deux cours d'eau est si graduelle qu'elle n'est pas apparente à première vue. Les branches de la tête de ces deux cours d'eau communiquent

---

[1] L'auteur et son assistant F. J. Barlow firent une ascension complète de ce pic, en juillet 1910. C'était la troisième ascension de la tour sud. Cette ascension est des plus difficile et très dangereuse, elle exige 45 heures pour le trajet de retour à la vallée de la rivière Ice. La première ascension de ce pic altier fut faite par le professeur Fay du Collège Tufts, de Boston, en 1906.

ensemble sur le sommet plat [illegible] ligne de partage des eaux est soulignée par de petits lacs et des marais. Les cotés de cette auge sont arrondis et il y a des semblants de terrasses. Il y a une différence d'élévation de 850 pieds entre la source et l'embouchure de la rivière Beaverfoot, une [illegible] de 25 milles. L'origine de cette vallée a déjà été [illegible] Les deux vallées Ottertail et Beaverfoot dépendent [illegible] origine de la structure sousjacente, et elles corresp[illegible] axe majeur de plissement dans le système montagneu.

Les chaines Beaverfoot [illegible] sont continuées au nord du chemin de fer par la chaine [illegible] Horne [illegible] première est continuée vers le sud-est par [illegible] la dernière par la chaîne Vermilion. La [illegible]-est est continuée au nord du chemin de fer par [illegible] ident.

La partie du système montag[illegible] est représentée sur la carte peut être regard[illegible] d'une man[illegible] générale comme découpée; les régions comprises entres les cours d'eau ont été usées, et elles forment fréquemment aujourd'hui des crêtes très étroites et même en forme de couteau n'ayant pas un pied de largeur. L'érosion des crêtes situées entre les cours d'eau est évidente dans ces vallées qui se terminent en bassins en forme de cirque, on en anciens bassins formés de cette manière et qui sont maintenant partiellement remplis de débris de roche. Grâce à la rapidité de l'érosion, les tributaires latéraux sont souvent bordés par des cônes de déjection, dont quelques-uns ont 1 mille ½ de longueur avec des pentes de 20 à 40 degrés. Plusieurs petits cours d'eau latéraux ont construit de larges cônes de déjection à l'endroit où ils se jettent dans la vallée principale. Ceux du ruisseau Zinc, du ruisseau Steep, et du ruisseau Hoodoo en sont de bons exemples.

Au coin extrême sud-est de la carte il y a à une élévation de 6200 pieds, deux petits lacs, appelés les lacs Dainard. Au-dessus de ceux-ci il y a un autre petit lac à une élévation de 7850 pieds. Ce lac est le plus haut dans cette partie des montagnes Rocheuses. Il est à 450 pieds au-dessus du lac Oesa, et à presque 1000 pieds au-dessus du lac Agnès (lac dans les nuages), près du lac Louise. Il a environ 500 verges de longueur et 200 verges de largeur, et il est situé dans une dépression en forme de coupe sur le côté

de la montagne. Il est alimenté par des glaciers de rocher au-dessus et il n'a pas de décharge connue. La surface de l'eau est maintenant à 75 pieds en-dessous de la lèvre, mais il y a une ancienne décharge à une hauteur de 50 pieds au-dessus de la surface. L'eau est de couleur vert laiteux et le lac semble très profond. Une faille traverse le côté de la lèvre et le côté intérieur s'est affaissé. Cette cassure a permis à la glace de creuser le bassin dans l'intérieur de la faille. D'après la classification des bassins du lac de Davis, ce lac occupe un bassin orographique érodé par la glace.

GLACIATION.

Nous ne pouvons mentionner que quelques-uns des faits les plus saillants de ce vaste problème.

On trouve des lambeaux de la couche de glace dans un grand nombre de glaciers locaux dans les chaines Bow et Ottertail. Dans la chaine Bow, les glaciers les plus grands et les mieux connus sont Victoria, Lefroy, Horseshoe, et Wenkchemna. Au nord du chemin de fer, le glacier Daly dans les montagnes Waputik alimente une partie du lac Sherbrooke et les chutes Takakkaw. Dans la chaine Ottertail, le champ de neige Washmawapta et le glacier Hanbury sont les plus grands, tandis que le glacier sur le versant sud-est du mont Sharp et trois autres sur le versant nord-est du mont Goodsir surplombant la vallée Ottertail, relie d'une certaine manière ces deux grands glaciers.

Le champ de neige Washmawapta couvre une superficie de moins de 7 milles carrés (Planche VI, B). La surface n'est pas horizontale mais elle est légèrement ondulée, et elle suit jusqu'à un certain degré les plis du calcaire bleu massif d'en-dessous. La calcaire affleure en certains endroits à la surface de la glace, de sorte que l'on croit que l'épaisseur totale de la glace est moindre que 500 pieds. La surface de la glace est fissurée de crevasses partout où la tension s'exerce à l'intérieur de la masse, quand il y a par exemple un changement subit de pente dans la surface sur laquelle repose la glace. Partout où la glace forme une chute les crevasses sont nombreuses, et forment des séraques; ce sont de petits monticules de glace étroits en forme de coin. Dans les langues

de glace qui se séparent du glacier principal elles sont nombreuses, et elles sont dues au mouvement plus rapide du centre de la langue. La planche VII, A, représente de nombreuses crevasses longitudinales qui se sont approfondies par l'action des cours d'eau super-glaciaires. Le bergschrund ne se présente pas souvent dans ce champ de neige parce que la glace couvre les sommets de montagne, mais on le voit souvent dans les lambeaux plus petits de glace. Il est dangereux de voyager à la surface de ce glacier car les grandes crevasses sont souvent cachées par la neige.

Il se forme quelquefois de petites marres d'eau entre le roc et le bord du glacier. Une de ces marres avait environ 20 pieds carrés. Ceci prouve que le glacier repose près du roc, et à cause de l'épaisseur modérée de la glace en cet endroit, tous les débris sub-glaciaires et les fissures dans le roc sont gelées et empêchent l'eau qui s'amasse au contact supérieur avec le roc de s'écouler.

Le glacier Hanbury couvre une superficie d'environ 5 milles carrés. Il est situé à la tête de la vallée de la rivière Ice et va jusqu'au sommet du mont Vaux. L'écoulement des eaux se fait en grande partie par la rivière Ice, mais il y a une ligne de séparation des eaux à la surface du glacier, et une large langue qui forme une décharge du glacier vers le nord vers la vallée Ottertail. Sous ce rapport c'est un "glacier transversal" à une petite échelle. Les langues de glace descendent jusqu'à la ligne de 6000 pieds; ceci est à peu près la limite la plus basse de la glace dans ce district, à l'exception d'une langue de glace couverte de produits morainiques à la tête du ruisseau Goodsir qui descend jusqu'à la ligne de 5200 pieds. Une ligne tirée du pic Hanbury à la crète qui divise la tête de la rivière Ice, divise pratiquement le glacier en deux; le long de cette ligne il y a une déclivité abrupte qui est soulignée à la surface par de longues crevasses sub-parallèles. A l'est de cette ligne, si on en juge par les pentes environnantes, le glacier doit avoir près de 1500 pieds d'épaisseur à moins que le fond rocheux soit très inégal.

Il y a bien peu de débris super-glaciaires sur l'un et l'autre de ces deux grands glaciers; on en trouve quelquefois sur le bord seulement. La glace fraichement cassée ne contient aussi pratiquement aucun détritus glaciaire à l'intérieur, mais l'action

abrasive est très intense. La rivière Ice contient en tout temps une grande proportion de matières en suspension venant du lavage de l'extrémité du glacier; l'eau est presque laiteuse vers le milieu du jour. Ces matériaux se déposent sur le fond de la vallée à la partie inférieure du cours d'eau. La rivière s'alimente en grande partie à cette source, et on l'a très bien nommée à cause de la très grande froideur de son eau.

On voit sur les bords de la glace que les glaciers reculent. Des dépressions, qui ont été occupées si récemment par la glace que leurs débris morainiques n'ont pas encore été remaniés par l'érosion subaérienne, sont maintenant vides. On trouve souvent à l'extrémité d'un grand nombre de langues de glace un mur en blocs erratiques ou mur Geschiebe, fait de débris de base qui ont été accumulés par la glace en mouvement. De plus durant la dernière partie de juillet et la première partie d'août, il y a quelquefois de gros blocs de glace qui se détachent du front du glacier et croule au bas de la montagne où ils sont réduits en poudre.

La stratification de la glace est bien illustrée sur la planche VII, B. Cette photographie est celle du glacier qui se prolonge vers le nord à partir de la passe Opabin. La couche entre les couches concentriques foncées représente la chute annuelle de neige sur le névé. On voit une stratification semblable au glacier Biddle qui descend jusqu'en dessous de la surface du lac McArthur à son extrémité nord.

On voit souvent sur la surface d'érosion de la glace des "tables glaciaires;" certaines de ces tables ont 4 pieds de hauteur. La surface est souvent trouée de "puits de poussière" qui contiennent tous un petit fragment de roche. Comme la roche absorbe la chaleur plus rapidement que la glace, elle se perce un trou par elle-même dans la glace.

Nous ne pouvons pas parler ici des glaciers de la chaîne Bow. Ils ont été étudiés en détail par Sherzer et ils sont décrits dans son traité sur les glaciers.[1]

Nous avons déjà dit que la structure de la vallée avait été

---

[1] Sherzer, William H., "Glaciers des Rocheuses canadiennes et des Selkirks." Cont. Smithsoni à la science; Partie du vol. 34, n° 1692, 1907, pp. 19-80.

modifiée jusqu'à un certain point par le mouvement de la couche de glace. La limite supérieure de la glace n'est pas aussi bien définie, car les procédés de désintégration ont fait disparaître toute preuve de l'extension de la couche de glace. D'après ce que l'on peut voir sur les versants et sur les contours des plus hauts pics montagneux, l'auteur est convaincu que la couche de glace n'a pas couvert tous les pics, mais que beaucoup d'entre eux en étaient dénudés. Les pics escarpés et pointus du mont Stephen, de la montagne Cathedral, du mont Goodsir, et autres ont reçu leurs formes de l'action combinée de la gelée, de la pluie et du vent, mais non de celle de la glace. Les pics son formés de roc frais, tandis que la partie inférieure présente un "Felsenmeer"[1] typique jusqu'à la ligne de boisage, qui est à environ 7000 pieds au-dessus du niveau de la mer, et correspond en général à la limite inférieure des bassins de cirque. Dans le cas du mont Stephen la glace s'élève au-dessus de la grosse épaule nord (planche III, B) jusqu'à une élévation d'au moins 8500 pieds.

CONCORDANCE DES LIGNES ENTRE LES DIVERS COURS D'EAU.

Dans le district de la rivière Ice surtout, il y a une remarquable uniformité de niveau dans les lignes de partage des eaux. L'élévation varie depuis 8200 pieds à 8600 pieds. Tel est le cas quelle que soit la sorte de roche qui forme la ligne de partage des eaux. Daly a montré que la concordance des niveaux de plusieurs sommets dans les montagnes Alpines peut résulter de plusieurs procédés.[2]

Dans cette partie des montagnes Rocheuses l'érosion due au vent a sans doute été un facteur qui a beaucoup contribué à la production de cette concordance, mais on peut en donner une autre explication. Quand la glace recouvrait une grande partie des montagnes, ces parties de crêtes projetantes au-dessus de la

---

[1] Felsenmeer est un mot allemand qui signifie la couche de débris de roches sur les versants d'une montagne au-dessus de la ligne de boisage.

[2] Daly, R. A., "La concordance des niveaux de sommet parmi les montagnes Alpines; le fait et sa signification." Jour de Géol., Vol. 13, n° 2, 1905, p. 105.

glace, entre les pics les plus élevés, s'usaient jusqu'à la surface de la glace. Ce niveau n'est pas nécessairement celui du partage des eaux actuel, mais il est beaucoup plus haut. Après que la glace eut disparu ces lignes de partage des eaux ont été soumises aux mêmes procédés de dégradation et il en est résulté une usure jusqu'à un niveau d'équilibre par l'action du vent, de la gelée et de la neige. Tarr a signalé un fait semblable dans les glaciers de l'Alaska.[1]

Les seules marques glaciaires qu'on ait trouvé sont au pied nord-ouest du mont Stephen, près de la ville de Field. Les rainures et les sillons lunoïdes avec leurs côtés concaves vers l'est, prouvent que la glace dans cette partie de la vallée Kicking Horse marchait vers l'ouest.

ÉROSION.

L'érosion subaérienne est bien marquée dans ces montagnes. Les pentes inférieures sont recouvertes d'un épais manteau de débris de roches. On voit très bien ceci au-dessus de la ligne de boisage, qui en cette région est à environ 7000 pieds au-dessus du niveau de la mer. La désintégration des roches ne s'effectue pas aussi vite en-dessous de la ligne de boisage, car la croissance forestière les protège. Il faut cependant remarquer que la zone forestière est aussi couverte de débris venant de la partie supérieure.

La quantité d'érosion dans ces régions ne peut être appréciée que par quelqu'un qui a travaillé dans ces montagnes et qui l'a vue à l'oeuvre.

C'est très dangereux d'essayer de travailler sur les pentes escarpées de ces montagnes durant ou immédiatement après une pluie abondante. L'effet d'une pluie torrentielle sur le roc se voit bien mieux au-dessus de la ligne de boisage.

Le vent est aussi un agent d'érosion important. Les sommets des crêtes et des montagnes sont toujours exposés à une rafalle terrible, bien que l'atmosphère de la vallée soit absolument calme. Non seulement les sables, mais aussi les

---

[1] Tarr, R. S., "La région de la baie Yakutat, Alaska." U. S. G. S. Prof. Paper, n° 64, 1909.

débris de roche ayant un pouce de diamètre ne peuvent résister à la force de ces vents.

Comme exemple d'érosion on peut citer le cas suivant. Durant l'été 1910, il y avait un bloc de roche basique de 2 pieds de haut qui dépassait la selle balayée par le vent et la pluie sur la ligne de partage des eaux à la tête du ruisseau Mollison. Ce bloc attira notre attention pour une raison ou pour une autre et nous le visitâmes de nouveau en 1911. Il n'était plus qu'un bloc brisé en fragments ayant 8 pouces de hauteur, et le reste avait été enlevé. Nous pourrions encore citer beaucoup d'autres cas.

Les longs talus uniformes montrent aussi l'effet de la pluie, de la gelée, et de la neige sur ces montagnes. En plusieurs endroits le roc solide ressort en relief comme des noeuds dans le manteau épais de débris.

Dans quelques-uns des plus hauts pics, l'érosion prend une autre forme. Les rochers de la montagne Cathedral peuvent servir d'exemple. Au lieu d'un émiettement des roches, il y a de gros blocs, ayant quelquefois plusieurs pieds de diamètre, qui sont arrachés et qui roulent en bas sur les pentes plus douces de l'épaule d'en dessous. Ces rochers ont des murs verticaux de 500 à 1000 pieds de hauteur de tous cotés, de sorte qu'ils sont inaccessibles au montagnard.

Le forme d'érosion dépend en grand partie de la nature du roc sous-jacent.

Les avalanches de glace ou de neige entrainent aussi une certaine quantité de débris, et surtout les cours d'eau de montagne qui ont des pentes très fortes et qui sont pour la plupart intermittents. Ces derniers déposent de larges cônes de déjection sur le fond de la vallée en-dessous. Ces matériaux renversent d'abord les arbustes et enfin les gros arbres. Les graviers à l'embouchure du ruisseau Steep s'élèvent à 3 pieds sur les tronc des arbres. C'est la même chose pour le ruisseau Zinc et pour un grand nombre d'autres cours d'eau.

La gravité entraine aussi peu à peu des débris de roche vers les parties inférieures. Ce procédé est plus actif au-dessus de la ligne de boisage.

Résumons. L'érosion dans ces montagnes alpines atteint

une rapidité incroyable. Les principaux facteurs qui produisent la désintégration du roc et le transport des débris de roche à des niveaux inférieurs sont: la pluie, la gelée, le vent, les avalanches de neige, les cours d'eau, et la gravité. Le taux d'érosion est beaucoup plus grand au-dessus de la ligne de boisage. La flore tend à protéger la surface où elle pousse. Nous avons aussi signalé plus haut que les cours d'eau qui sortent d'en dessous d'un glacier contiennent une grande quantité de boue et de sable en suspension. Ceci indique l'effet de l'abrasion sur le substratum de la glace.

CHAPITRE V.

CLIMAT, FLORE ET FAUNE.

CLIMAT.

La saison sur le terrain est très courte et les conditions atmosphériques varient. Les tempêtes de neige ont lieu à n'importe quel temps durant l'année, et la neige d'hiver commence à tomber vers le milieu d'août, mais on peut travailler plus longtemps sur les niveaux inférieurs. La partie supérieure des crètes retient la neige jusqu'au commencement de juillet et plusieurs versants et canyons retiennent des neiges éternelles. La température moyenne en été est modérée, et ce n'est que dans le fond de la vallée que l'on peut enregistrer des températures élevées. Les hivers sont rigoureux et longs; durant l'hiver de 1911 le thermomètre a atteint un minimum de 44 degrés à Field. La chute de neige varie, mais d'après les rapports la chute de neige dans la vallée Kicking Horse est entre 15 et 20 pieds. La chute de pluie varie d'année en année. On n'a fait aucun relevé dans le voisinage de Field, mais le tableau ci-dessous donne la précipitation mensuelle à Banff depuis 1906. Nous avons obtenu ces résultats de Mr. Samson de la station météorologique de Banff, Alta. Ce tableau indique que la précipitation atmosphérique a varié depuis 14·58 pouces en 1906 jusqu'à un maximum de 24·48 en 1907. Cette chute de pluie excessive fut causée par de gros orages au commencement du printemps.

PRÉCIPITATION ATMOSPHÉRIQUE EN POUCES PAR MOIS A BANFF, ALBERTA.

Année.	Jan.	Fev.	Mars.	Avril	Mai.	Juin.	Juil.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total en pcs.
1906....	0·77	0·40	0·19	0·32	2·98	1·91	0·89	2·26	0·54	1·95	0·87	1·50	14·58
1907....	1·64	0·56	1·55	1·63	3·33	2·80	2·80	4·26	2·62	0·99	1·22	1·11	24·48
1908....	1·10	1·03	1·58	1·66	4·14	2·61	1·06	1·74	1·41	1·87	1·18	1·71	21·09
1909....	3·94	1·38	0·78	0·92	1·49	1·81	2·68	0·99	1·18	0·70	4·67	1·02	21·56
1910....	0·46	1·88	1·59	1·19	0·65	2·77	0·46	2·97	1·06	1·36	0·98	0·90	16·27
1911....	3·12	0·65	0·56	1·14	1·35	2·84	1·38	3·76	1·14	0·56	1·64	0·04	18·18
1912....	0·94	0·21	0·32	1·35	1·06	3·02	5·03	3·94	1·03	0·48	1·40	0·37	19·15
1913....	1·22	0·45	1·43	1·56	1·34	2·29	0·91	2·85	2·24	1·22	2·35	0·02*	17·88

*Décembre, 1913, fut le mois le plus doux des huit dernières années. La précipitation atmosphérique y fut pratiquement nulle.

FLORE ET FAUNE.

La ligne de boisage se trouve entre 6500 et 7000 pieds au-dessus du niveau de la mer, et en certains endroits elle est nettement marquée, surtout sur les versants sud et ouest. Ce fait est bien distinct sur le versant sud du Mont Odaray et il est représenté sur la planche VIII, A. Les niveaux inférieurs sont couverts d'une épaisse forêt avec une seconde pousse d'épinette, de sapin (*Pseudotsuga douglasii*), de tremble (*Populus tremuloides*) de petit pin jaune (*Pinus ponderosa*), et de pin rabougri (*Pinus murrayana*). On trouve un bouleau de montagne (probablement *Betula occidentalis*) du côté de la chaine de montagne qui sert de ligne de séparation des eaux, et on rencontre souvent le mélèze, le mélèze de Lyall (*Larix lyallii*)[1], vers le haut de la partie boisée.

Les arbrisseaux de toutes sortes abondent sur les fonds de la vallée. On a trouvé le trèfle du diable (*Fatsia horrida*) dans au moins trois vallées.

Une partie du bois sur le versant ouest de la vallée Beaverfoot a été passé au moulin, mais en général ce bois est petit. Le bois le plus gros a deux pieds de diamètre. Il n'y a pas eu de feux depuis plusieurs années et on surveille étroitement la forêt maintenant parce qu'elle fait partie du parc. Le jeune pin, l'épinette et le sapin paraissent mieux sur le chemin qui va de Field au lac Emeraid, où on a coupé la route en droite ligne parmi ces arbres droits et uniformes, surtout les pins. Les arbres à feuilles vertes autre que le tremble sont remarquablement absents. Ceci est caractéristique des montagnes Rocheuses en général.

Le gibier est maintenant abondant, et il est protégé par la loi dans les limites du parc. Le gros gibier est surtout la chèvre, le chevreuil, l'orignal, le cariboo, l'ours gris, l'ours brun et l'ours noir. La chèvre est surtout abondante et on en voit en tout temps de grands troupeaux sur les versants rocheux au-dessus de la ligne de boisage dans la vallée du ruisseau Moose.[2]

---

[1] Noms techniques données par G. M. Dawson dans le Rapport annuel, Com. géol. Canada, 1885, p. 33, B.

[2] L'auteur en a vu un troupeau de 61 ensemble, dans la vallée du ruisseau Moose, et il ne se passait pas une journée sans qu'on en vit une douzaine ou plus.

Le petit giblier comprend le castor, le lynx, la coyote, la volverine, la marte, le vison, la marmotte, et le porc-épic. Les castors sont abondants dans la vallée Beaverfoot. Ils ont fait des écluses sur les cours d'eau en plusieurs endroits pour former des marais et des lacs. Il y a un de ces lacs à environ un mille du pont de la rivière Ice, sur le bord du sentier.

CHAPITRE VI.

STRATIGRAPHIE.

INTRODUCTION GÉNÉRALE.

ASPECT RÉGIONAL.

La géologie du district qui fait le sujet de ce mémoire fut d'abord décrite par Dawson en 1885, et la seule carte géologique de la région est celle qui accompagne son rapport de cette année-là.[1] Sur cette carte les roches sédimentaires sont groupées sous trois titres, le Crétacé, le Carbonifère et le Dévonien, et le Cambrien. Depuis il a été nécessaire de faire des changements dans ces deux derniers groupes.

L'année suivante, 1886, Mr. McConnell[2] compléta une section géologique en travers du système, dans laquelle il mit en évidence les failles dans les couches, surtout sur le versant est des Rocheuses. Il subdivisa la section en Crétacé; calcaire Banff, Devono-Carbonifère; calcaire intermédiaire, Dévonien; couches à Halysites, Silurien; schistes à Graptolites, Ordovicien; groupe de la montagne Castle, Cambrien; et groupe de la rivière Bow, Cambrien. Il trouva que le Crétacé, en général, était confiné aux contreforts vers l'ouest jusqu'à Kananaskis sur le chemin de fer, mais il affleure aussi dans le bassin Cascade près de Banff. Les mines de charbon de Bankhead appartiennent à ce bassin. La limite ouest du Carbonifère et du Dévonien est donnée comme étant à peu près à mi-chemin entre ce bassin et la ligne continentale de partage des eaux. Le reste de la section, d'après McConnell consiste en couches cambriennes, sauf dans la dernière chaine du système, où affleurent les couches à Halysites et les schistes à Graptolites.

---

[1] Dawson, G. M., "Caractères physiques et géologiques de cette partie des montagnes Rocheuses entre les latitudes 49° et 51° 30'." Rapport annuel, Com. géol. Canada, Vol. 1, 1885, partie B, pp. 37-169.

[2] McConnell, R. G., "Structure géologique d'une partie des montagnes Rocheuses, accompagnée d'une section mesurée près du 51e parallèle." Rap. ann. Com. géol., Canada, Vol. II, 1886, partie D.

En 1910, le Dr. C. D. Walcott fit entrer une partie du groupe de la rivière Bow dans le Précambrien.[1]

Les roches sur le versant ouest des Rocheuses, sont en général, plus anciennes que celles du versant est. La direction des formations correspondent à l'axe majeur de plissement dans les montagnes Rocheuses, c'est-à-dire, nord-ouest sud-est. Sur le versant est du système montagneux le pendage se fait généralement vers l'ouest et les crêtes successives semblent des blocs découpés par des failles orographiques, tandis que sur le versant ouest la succession générale des couches a aussi un pendage vers l'ouest, mais elles sont plissées au lieu d'être faillées.

Les formations que l'on rencontre dans le district de la rivière Ice n'ont pas été suivies sur plus de 20 milles de chaque côté du chemin de fer.

La masse intrusive de la rivière Ice est le seul massif igné qui ait été localisé jusqu'à présent dans cette partie des montagnes Rocheuses. G. M. Dawson représente sur sa carte, dont nous avons parlé plus haut, un petit lambeau de diorite dans l'extrémité sud-est de la chaine Mitchell, sur le bord de la rivière Cross, à environ 40 milles au sud-est de la tête de la rivière Beaverfoot, et les gisements suivant le plus rapproché de roches ignées sont ceux des agglomérats et couches de cendres d'âge crétacé près du col Crowsnest, plus loin au sud.

ASPECT LOCAL.

Les roches de la région représentée sur la carte sont sédimentaires, métamorphiques, et ignées. Les roches ignées forment une masse intrusive de forme irrégulière, qui occupe une superficie d'environ 12 milles carrés et qui affleure dans les vallées de la rivière Ice et du ruisseau Moose. Le massif igné est de nature alcaline, et parmi les types de roches les syénites à néphéline et à sodalite prédominent, mais elles passent insensiblement à de nombreuses variétés dans lesquels les minéraux ferro-magnésiens augmentent, et les éléments clairs décroissent d'autant jusqu'à ce qu'elles aient atteint un type final où les

[1] Walcott, C. D., "Roches précambriennes de la vallée de la rivière Bow, Alberta, Canada." Coll. diverses Smith, Vol. 53, n° 7, 1910, p. 423.

éléments clairs ont complètement disparu. La phase extrême est représentée par des types tels que l'urtite, l'ijolite, et la jacupirangite. L'effet schlieren est très commun et donne de nombreux types alcalins.

L'âge de l'intrusion ne peut pas être définitivement fixé par la preuve sur le terrain. Elle est postérieure au Paléozoïque inférieur, et l'auteur est enclin à la placer à la fin du Mésozoïque ou au commencement du Tertiaire. Ce massif intrusif est un des rares gisements de roches ignées dans les montagnes Rocheuses du Canada. C'est une des rares localités où on trouve de la sodalite.

Les sédiments varient en âge depuis le Précambrien jusqu'au Silurien. C'est la formation cambrienne qui couvre la plus grande étendue. La succession générale des sédiments s'échelonne de l'est à l'ouest. Le Précambrien affleure juste à l'est du sommet du système montagneux. Le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen contiennent un grand nombre de bancs massifs, qui donnent lieu souvent à des rochers escarpés et à des pics comme il y a en dans la chaine Bow. Les formations du Cambrien supérieur affleurent à l'ouest de la chaine Bow, dans les chaînes Ottertail et Van Horne. L'Ordovicien et le Silurien affleurent dans la chaine Beaverfoot, et il y a une formation dans la chaîne Ottertail qui fait maintenant partie de l'Ordovicien. Ces sédiments en somme sont surtout calcaires et dolomitiques, à l'exception du Cambrien inférieur qui est presque entièrement quartzitique. Les sédiments sont presque horizontaux, avec pendage général vers l'ouest sauf dans une zone de glissement dans la vallée Ottertail où les couches pendent sous un grand angle où sont plissées avec plis ouverts et fermés.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

APERÇU GÉNÉRAL.

Les roches sédimentaires du district varient en âge depuis le Précambrien jusqu'au Silurien, et elles sont subdivisées en un certain nombre de formations tel qu'on peut le voir dans le tableau suivant. Le Cambrien a une épaisseur concordante de plus de 16,500 pieds, qui repose en discordance en certains endroits

sur le Précambrien, et il passe insensiblement en concordance à l'Ordovicien.

La première subdivision des roches sur le versant ouest des montagnes Rocheuses fut faite par Mr. R. G. McConnell en 1886.[1]

Dans cette section il subdivisa ces roches dans l'ordre ascendant suivant: le groupe de la rivière Bow, le groupe de la montagne Castle, schistes à Graptolites, et couches à Halysites. Parmi ces divisions il plaça le groupe de la rivière Bow et la majeure partie du groupe de la montagne Castle dans le Cambrien; le reste de ce dernier groupe et les schistes à Graptolites dans l'Ordovicien, et les couches à Halysites dans le Silurien.

En 1907 le Dr. C. D. Walcott continua ses études du Cambrien dans les montagnes Rocheuses au voininage de Field, et plus tard il publia un compte-rendu de la section cambrienne du mont Bosworth et du voisinage de la ligne continentale de partage des eaux où il y a une section complète à partir de la base du Cambrien jusqu'à la base de l'Ordovicien, comme il appelait alors les strates supérieures, et il subdivisa le Cambrien en dix formations basées sur des faits paléontologiques.[2] Le sommet de cette section sur le mont Bosworth est recouvert par un "calcaire massif stratifié, arénacé, de couleur grisâtre et gris bleuâtre, avec des lits minces, des filonnets irréguliers, et des nodules de chert foncé" ayant une épaisseur totale de 110 pieds. Au sujet de ces couches Walcott écrit que "d'après leur caractère lithologique et d'après la présence de fossiles obscurs que l'on croit être *Ophileta* du Cambrien inférieur, on est tenté de rapporter les 110 pieds de strates supérieures au système Ordovicien." À la fin de la saison de 1911, Mr. L. D. Burling, alors assistant du Dr. Walcott, et l'auteur, firent l'examen des sections Bosworth et trouvèrent dans ces strates quelques fragments de fossiles qui ont été déterminés comme étant d'âge Cambrien supérieur, par conséquent, le sommet du Cambrien n'est pas représenté dans cette section, ou du moins, les couches les plus élevées sont d'âge plus ancien que l'Ordovicien.

---

[1] Rapport annuel, Com. géol. Canada, Vol. II, 1886, Partie D, p. 15.

[2] Walcott C. D., Nomenclature de quelques formation cambriennes des Cordillères. Div. coll. Smithsonian, Vol. 53, nº 1, 1908, p. 1.

L'auteur passa la saison de 1910 dans les vallées de la rivière Ice et du ruisseau Moose, où il trouva que les sédiments pouvaient se diviser au point de vue lithologique en trois formations distinctes, mais les quelques fossiles qu'il trouva alors n'étaient pas suffisants pour déterminer l'horizon de ces couches. On essaya de relier les couches avec celles de la chaine Bow dans la section du mont Bosworth, mais on ne réussit pas parce que les roches de la vallée Ottertail, qui les séparent sont très métamorphisées et très plissées, et en outre il y a un glissement de longueur indéterminée qui borde le côté est de cette zone de glissement.

Dans une étude plus approfondie en 1911 on trouva plusieurs fossiles en diverses localités, mais surtout à la base de la "*formation Goodsir*" et quelques-uns dans le calcaire Ottertail sousjacent. Ces matériaux ont été déterminés par le Dr. Wal[illegible] Il trouva six espèces représentées dans la collection de la formation Goodsir. Parmi celles-ci quatre sont nouvelles, y compris le tribolite, *Ceratopyge Canadensis*. La présence de ces fossiles place cette formation à la base de l'Ordovicien, et elle est une addition à la colonne ordovicienne dans les montagnes Rocheuses canadiennes. Très peu de fossiles furent trouvés dans les formations "*Ottertail* et *Chancellor*" sousjacentes, mais ceux qui ont été déterminés appartiennent au Cambrien supérieur. La limite supérieure du Cambrien ne peut pas être considérée comme le sommet de la formation Ottertail, et dans cette section on peut étudier la transition du Cambrien à l'Ordovicien.

L'épaisseur des formations Ottertail et Chancellor ajoutée à celle de la section du mont Bosworth représente l'épaisseur totale du Cambrien dans ce district, qui est supérieur à 16,500 pieds. Cet estimé est un minimum.

TABLEAU DES FORMATIONS.

Système.	Formation.	Épaisseur approximative.		Caractères lithologiques.
		Pieds.	Mètres.	
Récent et Pléistocène.	Fluviatile	....	....	Graviers, sables.
	Lacustre	....	....	Graviers, sables, silt et conglomérat.
	Glaciale	....	....	Boue glaciaire.
	Surface d'érosion			
Post-Crétacé	Complexe igné	....	....	Syénite néphélinique, ijolite, urtite, jacupirangite, etc., avec dykes.
Silurien	Couches à Halysite	1,850+	563+	Dolomies et quartzites s'altérant en gris clair ou blanc, avec interstratifications de schistes argileux.
Ordovicien	Schistes à Graptolites	1,700+	518+	Schistes argileux fissiles, noirs, bruns et gris.
	Schistes Goodsir	6,040+	1,842+	Cherts, calcaire cherteux, cherts stratifiés, dolomies en bancs minces et siliceuses, calcaires dolomitiques, ardoises siliceuses et calcaires; s'altérant en brun noir, pourpre, gris, jaune clair, et chamois.
Cambrien Supérieur	Calcaire Ottertail	1,725+	526+	Calcaires bleus massifs avec lits cherteux et schisteux.
	Chancellor	4,500+	1,372+	Meta-argillites et schistes laminés, gris argilacés et calcaires; s'altérant en rougeâtre, en jaunâtre; reposant sur des schistes, des ardoises, des argillites, et des phyllites, gris broyés, dans la vallée Ottertail.
	Sherbrook	1,375	419	Chert oolithique en bancs minces; calcaires cherteux, arénacés ou dolomitiques.
	Paget	360+	110+	Calcaires massifs, bleus grisâtres, avec bandes de calcaire oolithique et dolomitique.
	Bosworth	1,855+	565+	Calcaire massif, gris, arénacé et dolomitique; s'altérant en jaune chamois; reposant sur des calcaires dolomitiques en bancs minces avec bandes interstratifiées de schistes siliceux, verdâtre; s'altérant couleur chamois, verdâtre, jaunâtre, rouge foncé, et pourpre.
Cambrien Moyen	Eldon	2,728	831	Calcaires massifs, arénacés, formant des rochers escarpés.
	Stephen	640	196	Calcaire en bancs minces, et des schistes; contenant 150 pieds de "schiste à Ogygopsis" dans le Mont Stephen, et le "schiste Burgess" dans le Mont Field.
	Cathédrale	1,595	486	Calcaires en bancs minces, arénacés et dolomitiques, s'altérant en gris et en jaunâtre.
Cambrien Inférieur	Mt. White	390	119	Schiste siliceux, grès, et calcaire en bancs minces.
	St. Piran	2,705	824+	Grès ferrugineux quartzitique.
	Lac Louise	105	32	Schiste compact, gris, siliceux.
	Fairview	600+	183+	Grès ferrugineux quartzitique. Conglomérat basal et grès à gros grains.
	Concordance en certains endroits			
Précambrien	Hector	4,590+	1,399+	Schiste argileux siliceux, grès, vert, et pourpre avec interstratification de conglomérat.
	Ruisseau Coral	1,320+	403+	Grès quartzitique et à gros grains avec interstratifications de schistes.
Épaisseur totale		34,078+	10,390+	

Résumé de la Section.

Silurien...............	1,850+ pieds
Ordovicien...........................	7,740 "
Cambrien supérieur...................	9,815 "
Cambrien moyen.....................	4,963 "
Cambrien inférieur..................	3,800+ "
Précambrien........................	5,910+ "
Total..............................	34,078 pieds
Cambrien total.....................	18,578 pieds
Calcaire (dolomitique et calcaire).......	10,278 pieds
Strates minces (surtout schistes).........	10,540 "
Quartzites et grès....................	3,800 "
Total..........................	24,618 pieds.[1]

PRÉCAMBRIEN.

Les roches sur lesquelles repose le Cambrien et qui sont surtout bien développées dans la partie supérieure de la vallée de la rivière Bow en amont de Laggan, Alberta, ont été placées dans le Précambrien par le Dr. Walcott.[2] Ces roches ne couvrent qu'une très petites superficie dans le coin nord-ouest de la région. Cette superficie est située à l'est de la gare Stephen sur le chemin de fer Canadien du Pacifique, et sur le versant est de la ligne continentale de partage des eaux. Mr. McConnell[3] avait autrefois placé ces roches à la partie inférieure du groupe de la rivière Bow.

Le Dr. Walcott considère comme précambriennes toutes les strates en dessous d'un lit de conglomérat qui est supposé former la base du Cambrien. Ce conglomérat contient des cailloux de quartz blanc, semi-transparent, de 2 millimètres à 10

[1] Épaisseur totale de la série concordante continue à partir de la base de la formation Fairview jusqu'au sommet de la formation Goodsir.

[2] Walcott, C. D., "Roches précambriennes de la vallée de la rivière Bow Alberta, Canada." Coll. div. Smith, Vol. 53, n° 7, 1910, p. 423.

[3] McConnell, R. G., Rap. ann. Com. géol. Canada, 1886, Partie D. p. 29.

centimètres de diamètre et, à la base "des cailloux arrondis et anguleux de schistes siliceux foncés appartenant à la formation Hector sous-jacent."

Walcott ne mentionne pas la possibilité que ces fragments de schiste argileux proviennent des couches cambriennes de l'ouest.[1] Dawson signale de petits morceaux de feldspath et une grande quantité de mica dans la matrice du même conglomérat. Ses éléments constituants semblent indiquer que leur origine n'est pas éloignée. L'épaisseur varie depuis 100 pieds au lac Louise à 200 pieds à la passe Vermilion, et 300 pieds à la montagne Fort au nord. Ces points sont en dehors de la carte. Walcott explique que cette épaisseur variable est due au fait que la surface du Précambrien, sur laquelle se sont déposés les conglomérats était très irregulière, de sorte que l'épaisseur du conglomérat était plus grande qu'ailleurs. Il place ces couches dans l'Algonquin et il subdivise la série en deux, la formation Hector au sommet et la formation du ruisseau Coral en dessous. L'épaisseur estimée donnée dans le tableau pour chacune de ces formations fut mesurée par l'auteur en dehors de la région étudiée. Les couches de la formation supérieure sont formées des schistes siliceux ou arénacés de couleur variable, gris, noir, vert, pourpre et rouge; tandis que celles de la formation inférieure sont formées de grès grossiers, de conglomérat quartzeux à grains fins, et de grès quartzitiques. La base de cette formation sédimentaire n'affleure nulle part. Ces sédiments ne sont pas fossilifères, et Walcott les considère comme n'étant pas d'origine marine,[2] et comme s'étant disposés dans l'intérieur des terres dans une mer douce. Ce dépôt fut brusquement interrompu par une invasion soudaine de la mer cambrienne qui amena avec elle une faune cambrienne très riche qui s'était développée dans des conditions littorales durant la "sédimentation Lipalienne."[3]

---

[1] Dawson G. M., Rap. ann. Com. géol. Canada, 1885, p. 159, B.

[2] Walcott, C. D., "Roches précambriennes de la vallée de la rivière Bow, Alberta, Canada." Coll. div. Smithsonian. Vol. 53, nº 7, 1910. p. 427.

[3] Walcott, C. D., "Apparence soudaine de la Faune cambrienne sur le continent Nord Américain." Coll. div. Smithsonian, Vol. 57, nº 1, 1910, p. 14.

CAMBRIEN.

CAMBRIEN INFÉRIEUR.

Les roches du Cambrien inférieur ont été subdivisées par le Dr. Walcott en 1907 en quatre formations—la Fairview à la base, lac Louise, St. Piran, et mont White.[1] Cette division est basée surtout sur la preuve paléontologique.

L'auteur n'a pas essayé de séparer ces formations, mais il distingue le Cambrien inférieur comme un tout. Nous allons ire un mot sur chacune de ces quatre formations.

Distribution et épaisseur.

Le Cambrien inférieur est surtout bien développé dans la chaîne Bow, et, dans la région représentée sur la carte qui accompagne ce rapport, il se rencontre sur le versant ouest de la chaîne. La vallée presque entière du ruisseau Cataract repose sur le Cambrien inférieur. La limite ouest de ces couches est en partie marquée par une faille, "la faille Stephen-Cathedral,"[2] qui amène les couches du Cambrien inférieur entre le Cambrien moyen, entre le mont Stephen et la montagne Cathedral.

Un petit anticlinal dans les strates du Cambrien moyen à l'ouest de la faille fait affleurer les lits supérieurs du Cambrien inférieur dans la vallée de la rivière Kicking Horse à la base nord-ouest du mont Stephen, et de l'autre côté de la vallée, au pied sud du mont Field.

L'épaisseur totale du Cambrien inférieur est de 3800 pieds.

Caractères lithologiques.

Ces couches sont assez uniformes au point de vue lithologique. Ce sont essentiellement des grès quartzitiques, des schistes siliceux, et des calcaires arénacés minces. Walcott y a déterminé environ trente-cinq espèces différentes de fossiles. On peut

---

[1] Walcott C. D., "nomenclature de quelques formations des Cordillères Canadiennes." Coll. div. Smithsonian, Vol. 53, nº 1, 1908, p. 4.

[2] Ainsi appelée parce qu'elle est bien en évidence entre le mont Stephen et la montagne Cathedral.

trouver une liste complète de ces fossiles dans sa publication sur les sections cambriennes que nous avons mentionnée.[1] Au-dessus de la surface du lac O'Hara il y a un affleurement de 3000 pieds de couches quartzitiques. Les couches supérieures sont bien exposées au-dessus du lac Oesa au mont Lefroy, comme on le peut voir sur la photographie de la planche VIII,B. La plupart de ces couches sont massives et forment des rochers escarpés; elles sont en grande partie ferrugineuses, et elles contiennent quelquefois des lits massifs de quartzite blanc pur percés de nombreux trous d'anélides. Quelques-uns des lits de schiste argileux ont environ ½ pouce d'épaisseur et les trous d'anélides sont perpendiculaires à la stratification. Il y a aussi des lits de quartzite pur qui ont des trous d'anélides de 4 pouces de longueur. Les nombreux trous dans ces couches indiquent que cet animal était très abondant. Les traces d'anélides sont aussi nombreuses et furent faites par le même animal probablement *Scolithus*. Walcott a signalé la similarité de ces trous et de ces traces dans la partie inférieure de la zone à Olenellus et dans la partie supérieure du Cambrien inférieur.[2]

Les variétés furrugineuses de quartzites sont formées de grains de quartz semi-transparent, de grains de feldspath décomposés, de calcite et de mica clair. La recristallisation est probablement due à l'effet du métamorphisme statique, causé par la pesanteur seule des couches supérieures. Au microscope, on voit que cette roche est un quartzite ferrugineux à grains fins et à ciment calcaire. Il est formé de grains de quartz incolore, bien arrondis et agencés sous forme de marquetterie. Le plus gros grain que nous ayions remarqué avait 1.25 millimètre de diamètre; un grand nombre ont moins de 0·25 millimètre de diamètre. Le ciment est de la calcite souvent remplie de particules foncées. Il y a plusieurs grains de minerai de fer noir dans les interstices, mais il n'y a pas de feldspath ni mica dans les plaques minces que nous avons examinées, quoiqu'ils soient visibles à l'oeil nu.

Au mont Odaray à l'ouest de la passe McArthur, la formation du mont White, la plus haute division du Cambrien

[1] Collections diverses. Smithsonian. Vol. 53. nº 5, 1908, p. 212
[2] Walcott, C. D., C.G.É.U., 10e Rap. ann. 1888-89, p. 603.

inférieur, s'étend jusqu'à une élévation de 8200 pieds. Les lits les plus hauts sont formés de calcaire siliceux mince, interstratifié de schiste siliceux vert et de bancs minces de grès. Walcott a identifié le fossile *Micromitra* (*paterina*) *wapta* dans le schiste siliceux et il le place dans la formation du mont White.

Sur le coté est du lac McArthur il y a des couches concrétionnées rougeâtres dont certains blocs ont roulé sur les versant en talus. Les concrétions sont des nodules arrondis, quelquefois sphériques ayant ¼ à ½ pouce de diamètre, et sont formées d'aggrégats de grains de quartz cryptocristallin. La matrice est finement granuleuse et est essentiellement formée de grains de calcite et de fragments de feldspath kaolinisé et de plaquette de mica.

Il y a un autre type spécial d'un schiste siliceux verdâtre ayant environ 1 pouce d'épaisseur et qui contient de nombreux nodules qui ressemblent à des concrétions. Ces concrétions ont toutes à peu près les mêmes dimensions et elles ont de 0·8 à 1·3 pouce de diamètre. Sur la surface altérée ces "bosses" paraissent bien en relief; elles ont la forme de dôme, mais elles ne sont pas tout à fait hémisphériques parce qu'elles sont légèrement aplaties. La plupart d'entre elles ont une petite cavité au sommet, de sorte qu'en section verticale elles ont la forme d'"hémidômes" légèrement aplatis. Le professeur Bonney[1] a étudié ces bosses et prétend qu'elles ressemblent à des "globules" concrétionnés qu'il a trouvés dans un calcaire magnésien de Durham, et qui ont aussi la forme d'hémidômes aplatis. Il dit que ces bosses ne sont pas de véritables concrétions. Elles sont formées de "quartz anguleux et subanguleux grossi par un nourrissage secondaire, de silice cristalline, optiquement continu." La présence de la tourmaline, du zircon, du sphène, de la limonite, du rutile, de la chlorite, et de l'épidote, est contraire à leur origine concrétionnaire. Il croit que ce sont des moules laissés par une annélide, *Planolithes*, qui a un mouvement horizontal, tandis que *Scolithus* a un mouvement vertical. Il conclut que "ce sont des trous laissés par *Planolithes*, ou quelque autre annélide analogue en se retirant dans la boue, et que les trous

[1] Bonney T. G., "Marque sous des blocs de quartzite dans les montagnes Rocheuses canadiennes." Mag. géol. Vol. 10, 1903, p. 291.

étaient déjà remplis, peut-être même un peu durcis, quand *Planolithes* les a traversés."

D'autres couches de grès minces contiennent de nombreuses concrétions, bien arrondies, et formées d'argile calcaire. La pâte est formée de grains de quartz arrondis, de fragments de feldspaths décomposés et d'autres éléments, qui laissent supposer qu'ils n'ont pas été entrainés bien loin avant de se déposer. Dans certaines couches des formations St. Piran et du mont Whyte on voit très bien la stratification entrecroisée. Ceci indique que les couches du Cambrien inférieur au moins se sont déposées dans une mer peu profonde. Les murs des fractures et des plans de cassures sont fréquemment tapissés de cristaux hexagonaux de quartz incolore et de feuillets de fer spéculaire.

CAMBRIEN MOYEN.

Noms des formations.

Le Cambrien moyen a été subdivisé, surtout au point de vue paléontologique, en trois formations: Cathedral, Stephen, et Eldon,[1] et chacune de ces formations est bien développée dans la montagne du même nom. Autrefois McConnell insérait ces formations dans le groupe de la montagne Castle.[2]

On peut facilement les distinguer les unes des autres par leur caractère lithologiques, et par la topographie spéciale qu'elles engendrent. Par exemple les bandes de calcaire massif et arénacé de la formation Eldon donnent naissance à des rochers altiers qui prennent la forme de châteaux sous l'action des agents atmosphériques; au contraire, la formation Stephen sousjacente, formée de bancs minces de calcaire, est moins résistante à l'action des agents d'érosion, et forme des pentes douces. À la base la formation Cathedral est une autre formation massive et forme des rochers escarpés. En outre de la forme extérieure d'altération comme moyen de distinction entre ces formations, et il y a la couleur de la surface altérée qui est un facteur important.

Distribution et épaisseur.

Le Cambrien moyen est bien développé dans la partie

[1] Walcott, C. D., Coll. div. Smith, Vol. 53, nº 1, 1908, p. 3.
[2] Rapp. ann. Com. géol. Canada, 1886, p. 15D.

supérieure de la chaîne Bow, au-dessus des couches quartzitiques du Cambrien inférieur, ainsi que dans plusieurs montagnes au sud-ouest. Les trois formations ont un développement caractéristique au mont Biddle (planche IV, B), à la montagne Park, au mont Odaray, au mont Stephen et à la montagne Cathedral, et au nord de la vallée Kicking Horse, au mont Field et au mont Bosworth. Walcott fut le premier à étudier cette section au mont Bosworth, où il trouva une épaisseur de 4963 pieds de Cambrien moyen, recouverte par des couches ressemblant à la formation Bosworth du Cambrien supérieur.

La limite sud-ouest de ces couches du Cambrien moyen est définie par une faille appélée "la faille Stephen-Dennis" parce qu'elle traverse la crète qui relie ces deux montagnes. Au sud de cette cassure les strates sont très métamorphisées, comme nous le verrons plus loin. Cette cassure se suit sur une distance de 15 milles au sud-est de la vallée Kicking Horse, mais au nord de la vallée on ne peut pas la suivre.

Caractère.

La formation est surtout calcaire et dolomitique. La formation Cathedral est essentiellement formée de calcaires minces, arénacés et dolomitiques, qui s'altèrent en prenant une couleur gris claire, gris foncée, et chamois. Certains bancs se décomposent en plaquettes minces trouées à la surface, donnant à la roche une apparence de lave rugueuse.

Au mont Odaray il y a une bande de marbre blanc, s'altérant à la surface en gris jaunâtre, ayant une épaisseur d'environ 200 pieds. On trouve une bande semblable à la montagne Cathedral à peu près à la même hauteur, et aussi au mont Field. Cette bande de marbre affleure au fond de la vallée Yoho environ 2 milles de son embouchure. Elle est très dolomitique et elle varie en couleur depuis le blanc jusqu'au gris, et elles est quelquefois zonée. En certains endroits on a piqueté des claims pour l'exploitation en carrière, et il se pourrait que dans un avenir prochain cette roche ait une valeur économique.

La section suivante a été mesurés dans cette bande de marbre, à l'endroit où elle affleure aux lacets sur le chemin de

voiture Yoho, depuis le sommet des roches où elle est recouverte jusqu'à la rivière:—

25 pieds de marbre dolomitique blanc et gris (massif).
35 pieds de marbre dolomitique blanc et gris (broyé).
55 pieds de marbre dolomitique blanc de la meilleure qualité.
100 pieds de marbre blanc contenant un grand nombre de taches grises et des cavités qui sont le résultat de la dolomitisation.
40 pieds de marbre dolomitique grossièrement cristallin gris et blanc.
15 pieds de marbre gris pommelé avec des bandes blanches.
6 pieds de marbre blanc pommelé avec des bandes gris foncé.
20 pieds gris foncé très broyé.
15 pieds gris foncé avec des filonnets blancs.
4 pieds gris foncé, grossier.
5 pieds de gris clair ou blanc.
7 pieds de calcaire siliceux bleuâtre.
13 pieds de dolomie blanche zonée et pommelée.
10 pieds de calcaire arénacé contenant des cristaux de pyrite.

———

350 pieds = Épaisseur totale mésurée.

C'est dans cette formation qu'est localisé le massif de minéral exploité à la mine Monarch au mont Stephen, ainsi que le prospect Black Prince sur le coté opposé de la vallée, sur le versant du mont Field.[1]

Sur les deux cotés de la vallée Yoho à plus de 500 pieds au-dessus du fond et près de son embouchure il s'est formé des grottes par dissolution le long de certaines fractures dans cette formation. Les eaux qui circulent à travers le roc sont fortement chargées de carbonate en dissolution, et elles ont formé un tuf calcaire dur sur le fond de ces grottes. Une de ces grottes a environ 100 pieds de profondeur. Sur le versant nord du mont Stephen, au-dessus du chemin de fer, il y a une grotte dans

[1] Ce massif de minerai a été décrit par l'auteur, avec analyses dans le Rapport sommaire, Com. géol. Canada, 1911, p. 182.

la même formation. Elles est connue sous le nom de "Grotte Crystal," parce qu'on y trouve le long d'une fracture de nombreux cristaux de quartz bien formés.

La formation Stephen est beaucoup plus mince que la formation Cathedral; au mont Bosworth elle a 640 pieds d'épaisseur, et au mont Stephen elle a 562 pieds dans la section donnée par le Dr. Walcott. Elle est formée de calcaire en bancs minces, de couleur gris foncé ou bleuâtre, interstratifié de schistes siliceux. Cette formation est surtout importante parce qu'au mont Stephen elle contient une lentille de schiste argileux, ayant environ 150 pieds d'épaisseur connu sous le nom de schiste à Ogygopsis[1] dans lequel on trouve le fameux "lit fossilifère" du mont Stephen. Dans ce lit Walcott a déterminé 32 espèces de fossiles, dont plusieurs sont des trilobites.

Cette formation contient une autre lentille appelée par Walcott "schiste de Burgess," qui est bien développée sur le côté opposé de la vallée à la passe Burgess. Ce schiste correspond au schiste à Ogygopsis du Mont Stephen. C'est dans cette bande de schiste que le Dr. Walcott, durant l'été 1910, fit la découverte d'une nouvelle couche fossilifère très riche en faune cambrienne. Il augmenta sa collection durant l'été de 1911. Le Dr. Walott n'a pas créé de nouvelle familles, de nouveaux genres, et de nouvelles espèces, mais il a fait de merveilleuses découvertes sur les relations des parties dures et molles de ces animeaux grâce au remarquable état de conservation des structures des parties molles. Ces découvertes ont changé, jusqu'à un certain point, quelques-unes des idées anciennes sur ce qui regarde la variété de la vie dans la faune cambrienne. Les descriptions détaillées de ces fossiles trouvés dans cette couches ont fait le sujet de quatre publications[2], qui sont accompagnées de nombreuses planches qui donnent des détails de la structure interne. Dans l'étude préliminaire de la faune de Dr. Walcott a distingué

[1] Walcott C. D., Coll. div. Smith, Vol. 53, nº 53, 1908, p. 210.
Walcott, C. D., "roches et fossiles du mont Stephen." Journal Alpin Canadien, Vol. 1, nº 2, p. 292, 1908.

[2] Walcott, C. D., "Cambrien moyen; Mérostomata; Holothuriens et Méduses; Annélides; Branchiopodes, Malacostracés, Trilobites, et Merostomata." Coll. div. Smith, Vol. 57 nºˢ 2, 3 ,5, 1911, et nº 6, 1912.

"56 genres réunis sur un bloc de schiste n'ayant pas plus de 6 pieds par 40 pieds en superficie et 7 pieds d'épaisseur." Dans la dernière de ces publications il y a une description du caractère du schiste Burgess, que Mr. E. S. Larsen, Jr., de la Commission géologique des États-Unis a soumis à un examen microscopique.

À l'œil nu, le schiste Burgess est un schiste calcaire compact de couleur gris foncé qui se débite en lits de ⅜ de pouce ou moins d'épaisseur. La surface de ces lits est recoupée par de nombreuse petites veinules ayant moins de 1 millimètre de largeur; ces veinules seront décrites plus loin. Voici la description des caractères de ce schiste si important telle qu'elle a été faite par Mr. Larsen

"L'examen microscopique d'une plaque mince de la roche montre qu'elle a une texture très fine, si fine que la plupart des minéraux présente la polarisation agrégée."

Cette roche est surtout formée de mica blanc, qui se présente en petites écailles arrangées parallèlement au clivage de la roche. La kaolinite est très abondante, et on ne peut reconnaître qu'un très petit nombre de grains de quartz, de petits prismes d'apatite, et quelques cristaux de pyrite. De nombreuses bandes brun foncées ou noires arrangées parallèlement au clivage représentent la matière carbonacée. Il y a un système de veinules parallèles ayant moins d'un millimètre de largeur, qui sont normales au clivage du schiste; certaines fractures au centre de ces veines contiennent des petits grains de calcite et des agrégats de pyrite de cuivre. Les surfaces d'un système de fractures plus ancien sont irrégulières et sont tapissées de carbonates. Des coupes minces des veinules que nous venons de mentionner sont formées en grande partie d'un minéral isotropique qui est presque incolore en coupe mince. A l'oeil nu ce minéral est vert pâle. Il a un indice de réfraction d'environ 1·62 et l'analyse chimique préliminaire indique qu'il se rapproche des chlorites par sa composition. Nous sommes à faire en ce moment une étude plus approfondie de ce minéral. Au centre des veinules il y a des cristaux irréguliers de calcite et un peu de pyrite.

Mr. George Steger a fait une analyse chimique de l'ardoise au laboratoire de la Commission géologique des États-Unis et ses résultats sont donnés dans la colonne n° 1 du tableau

suivant. Le tableau comprend aussi des analyses de roches quelque peu semblables et d'une roche à séricite.

	1	2	3	4	5
SiO	54·49	55·80	60·28	57·96	55·00—67·00
Al_2O_3	25·60	27·72	22·61	24·70	11·00—23·00
Fe_2O_3	0·89	3·07	2·53	1·27	0·52— 7·00
FeO	2·00		0·45	0·62	0·46— 9·00
MgO	1·18	0·53	1·35	2·16	0·88— 4·57
CaO	1·90	0·14	0·13	0·30	0·33— 5·20
Na_2O	0·28	1·51	0·54	6·95	0·50— 3·97
K_2O	6·67	5·62	5·73	2·56	1·76— 5·27
$H_2O(-)$	0·33		0·60	0·04	
$H_2O(+)$	3·91	4·03	3·62	1·06	2·82— 4·09
TiO_2	0·72		0·69	0·88	
CO	1·54				
C			0·97		
P_2O_5	0·08		0·03		
S	0·24				
BaO			0·04		
	99·83	98·42	99·57	100·50	
Moins O	0·09				
	99·74				

1. Schiste argileux Cambrien moyen de la Colombie britannique.

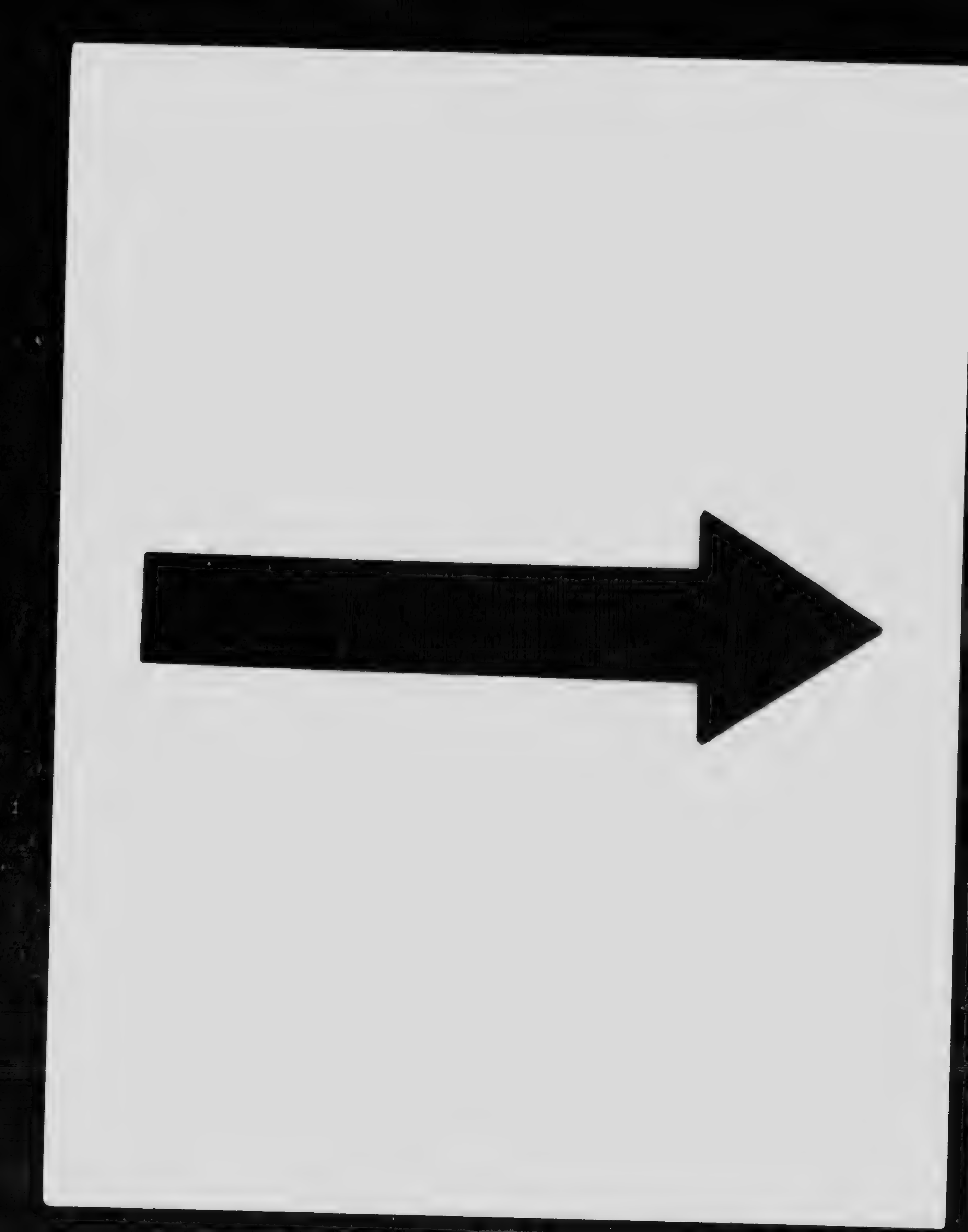
2. Séricite. Durrberg. Citée par Dana, Système de Minéralogie, 6e édition, p. 618, analyses 41.

3. Schiste argileux de Mansfield (Huronien inférieur). District de Crystal Falls, Michigan. Com. géol. É.U. Monographie 36, p. 59.

4. Gneiss Kata-biotite-orthose. Roche à corindon. Waldheim, Saxe. Cité par Grubemnan, "Die Kristallinem Schiefer." 2e édition, 1910, p. 158.

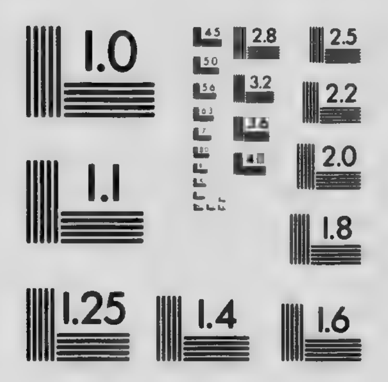
5. Échelle de composition de l'ardoise commerciale d'origine sédimentaire aqueuse d'après Dale, Com. géol. É.U. Bulletin 275, p. 36.

L'analyse montre une remarquable similarité avec l'analyse 2, qui est celle du minéral séricite de Durrberg; après avoir déduit la calcite et la pyrite de l'analyse de l'ardoise la res-



MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART

(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)





APPLIED IMAGE Inc

1653 East Main Street
Rochester, New York 14609 USA
(716) 482 - 0300 - Phone
(716) 288 - 5989 Fax

semblance est encore plus frappante. L'analyse 3, qui représente celle de l'ardoise Mansfield du Huronien inférieur du district de Crystal Falls, Michigan, contient un peu plus de silice et un peu moins d'alumine, mais autrement elle est très semblable. L'analyse 4 représente un gneiss Kata-biotite-orthose, à corindon, provenant de la Saxe; elle diffère de l'analyse 1 surtout par sa teneur inférieure en eau et dans la relation entre la soude et la potasse. La cinquième colonne donne la variation de composition de l'ardoise commerciale d'origine sédimentaire aqueuse, telle que donnée par Dale. L'ardoise de la Colombie britannique n'entre pas dans ces limites sous plusieurs rapports; il y a moins de silice, l'alumine est élevée, la soude est basse, et la potasse est élevée. En général cette roche, en la comparant aux autres ardoises, phyllites, et schistes associés, est remarquable par sa basse teneur en silice, son fort pourcentage en alumine et potasse, et sa pauvreté des autres oxydes sauf l'eau. L'excès de la potasse sur la soude est surtout remarquable.

"La composition de l'ardoise et sa texture microscopique montrent qu'elle dérive d'un sédiment à grains fins et très alumineux, dont la matière première a dû être formée de poudre très fine en suspension, qui s'est débarrassé du fer, de la magnésie, de la chaux, etc., par le lessivage, et qui consistait surtout de kaolin et de quartz."

À la passe Biddle le Cambrien moyen est faillé contre les quartzites du Cambrien inférieur. En ce point sur le côté est de la montagne Park, il y a un calcaire noir en bancs minces qui a environ 150 pieds d'épaisseur, qui s'altère par les agents atmosphériques en petits fragments en forme de lentilles, et qui contient les deux fossiles:—

Lingulella mcconnelli Walcott.
Noelenus serratus (Rominger).

Ces fossiles appartiennent à la formation Stephen. Nous avons trouvé d'autres fossiles sur le versant ouest de la montagne Park au fond du premier petit ruisseau qui se jette dans le ruisseau McArthur sur le côté sud de la passe. Les couches qui sont presque horizontales dans la montagne Park plongent fortement dans ce ruisseau, mais elles ne sont pas brisées. Sur un des côtés du ruisseau il y a un calcaire gris et dolomitique

en bancs massifs et très broyé, appartenant à la formation Cathedral tandis que de l'autre côté il y a un schiste siliceux avec des interstratifications de couches oolithiques, ayant ½ à 3 pouces d'épaisseur, appartenant à la formation Stephen. Ce schiste s'altère en brun et contient un grand nombre de fossiles. Walcott a déterminé les espèces suivantes:—

Micromitra (*Iphidella*) *pannula* (White).
Micromitra (*Paterina*) esp. ind.
Orthotheca major, Walcott.
Nisusia alberta, Walcott.
Noelenus serratus (Rominger).
Ptychoparia cordillaera Rominger.

La formation Eldon a son développement maximum au mont Bosworth où Walcott a mesuré une épaisseur de 2628 pieds. Elle est formée surtout de calcaire massif et arénacé de couleur jaunâtre crême sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques; au-dessus il y a des bancs de calcaire massif siliceux et dolomitique.

La formation Eldon est caractérisée par des rochers escarpés, qui forment des espèces de chateaux sous l'action des agents d'érosion, comme on en voit dans l'amphithéâtre du mont Stephen. Ce fait est très reconnaissable à de grandes distances.

La formation Eldon est bien exposée dans l'amphithéâtre entre les montagnes Cathedral, Odaray et Stephen, où elle est presque horizontale avec un léger pendage vers le sud-ouest Le calcaire est recoupé de deux séries de fissures à angle droit l'une sur l'autre. Les eaux de surface se sont creusé des chenaux par dissolution le long de ces plans de fracture, et on entend souvent le bruit du roulement des eaux souterraines qui coulent bien au-dessous de la surface actuelle.

CAMBRIEN SUPÉRIEUR.

Le Cambrien supérieur dans cette région a été subdivisé en cinq formations. Les trois formations inférieures (Bosworth, Paget, et Sherbrooke) furent déterminées par le Dr. Walcott en 1908 quand il étudia en détail une section qui affleure sur le versant sud du mont Bosworth. À cette époque les couches les plus élevées de la formation Sherbrooke étaient

considérées comme représentant le sommet de la section cambrienne de cette région. En 1910 l'auteur découvrit que les couches sur lesquelles reposent la vallée Ottertail et qui forment la majeure partie de la chaîne Ottertail à l'ouest, ne pouvaient pas se rapporter aux formations cambriennes que l'on connaissait alors au mont Bosworth, mais qu'elles représentaient une série de couches plus récentes. Ces couches furent subdivisées par l'auteur en formation *Chancellor* à la base et la formation *Ottertail* en dessus. C'est cette dernière qui représente la série la plus élevée dans la section cambrienne des montagnes Rocheuses, et elle est recouverte par des formations de roches en bancs minces, dont les plus inférieures contiennent certains fossiles ordoviciens

La formation Ottertail est formée de bancs de calcaire massif qui définit clairement les limites de cette formation.

La formation Chancellor est presque entièrement formée de schistes argileux. La partie inférieure de cette formation comprend des schistes argileux très broyés et métamorphisés qui forment le fond de la vallée Ottertail. Longtemps nous n'avons pu trouver de relation entre ces couches et la formation Sherbrooke, de sorte que dans le Rapport sommaire de 1911, l'auteur décrit ces couches comme la "zone de broyage" de la formation Chancellor.[1]

La saison suivante, une étude plus approfondie sur le terrain nous a fait connaître qu'il y avait une section complète de la formation Chancellor dans la chaine Van Horne située en dehors de la région étudiée. L'épaisseur approximative de la série est 4500 pieds. Ces couches de la vallée Ottertail que nous avons décrites comme zone de broyage représentent la partie inférieure de la formation Chancellor, et cette série repose sur la formation Sherbrooke.

Formations au mont Bosworth.

Dans la section Bosworth le Cambrien supérieur a été subdivisé par le Dr. Walcott en trois formations:—La formation Bosworth à la base, la formation Paget au-dessus, et la formation Sherbrooke au sommet. Ces formations ont une épaisseur

[1] Rapport sommaire, 1911, Com. géol. Canada, p. 180.

totale de 3,600 pieds dans cette section. Comme nous l'avons dit plus haut, les 100 pieds de strates supérieures furent d'abord placées dans l'Ordovicien, parce qu'on y avait trouvé un fossile obscur que l'on croyait être *Ophileta*, une forme de l'Ordovicien inférieur[1], mais durant l'été de 1911 Mr. Burling et l'auteur ont trouvé des fossiles du Cambrien supérieur induscutables dans cette strate, de sorte que les couches les plus élevées du mont Bosworth sont au moins plus anciennes que l'Ordovicien.

DISTRIBUTION ET CARACTÈRE.—Mentionnons brièvement ces trois formations avant de commencer la discussion des formations cambriennes.

Les formations Bosworth, Paget et Sherbrooke,[2] son typiquement exposées au coin nord-est de cette feuille au mont Bosworth et dans le voisinage. Le mont Stephen est probablement recouvert d'une partie de la formation Bosworth. Il y a aussi des couches semblables de chaque côté de la vallée Kicking Horse à une faible distance en aval de Field et aussi, plus à l'ouest, sur une étendue qui se prolonge vers le nord à partir du ruisseau Otterhead.

La formation Bosworth est concordante sur le Cambrien moyen: elle a une épaisseur de 1855 pieds au mont Bosworth et elle comprend des schistes arénacés, verdâtres, rougeâtres, chamois, jaunes ou gris, contenant de nombreuses fissures de retrait et des ripplemarks; des calcaires en bancs minces, schisteux, dolomitiques, s'altérant en prenant une couleur gris claire et chamois, interstratifiés de schistes siliceux verdâtres, et recouverts par 600 pieds de calcaire massif, gris foncé, arénacé, dolomitique et s'altérant en prenant une couleur jaune chamois.

Nous n'avons pas trouvé de fossiles déterminables dans cette forma[illegible] et le Dr. Walcott dit que ces 1855 pieds de strates dans la formation Bosworth lui rappellent le caractère lithologique et l'apparence générale des strates qui forment les parties supérieures de la Ceinture cambrienne du Montana.

[1] Walcott, C. D., "Sections cambriennes de la région des Cordillères." Coll. div. Smith. Vol. 53, n° 5, 1908, p. 204.

[2] Noms donnés par C. D. Walcott en 1908 à cause du bel affleurement de ces couches au mont Bosworth, au Pic Paget, et aux environs du lac Sherbrooke: Coll. div. Smith. Vol. 53, n° 1, 1908, p. 2 et 3.

On n'y a trouvé aucun signe de vie et le caractère schisteux et zoné des couches est très frappant.[1]

La formation Paget a 360 pieds d'épaisseur dans la section Bosworth. Elle est formée de 300 pieds de calcaire massif et oolithique, irrégulièrement interstratifiée de schiste siliceux, vert, et recouverte par un calcaire dolomitique massif de couleur grisâtre. *Hyolithes*, *Agnostus* et *Crépicephalus* sont les seuls fossiles que Walcott a démerminés dans cette formation.

La formation Sherbrooke repose en concordance sur la formation Paget, et dans la section Bosworth elle a 1375 pieds d'épaisseur. À la base de cette formation il y a plus de 600 pieds de calcaire arénacé dolomitique de couleur grisâtre. La ligne de démarcation entre ces couches et la formation sousjacente n'est pas nette il est souvent difficile de la localiser. La moitié supérieure de cette formation est formée de calcaire oolithique grisâtre, dont quelques bancs ont un caractère noduleux; de schistes siliceux verdâtres qui ont fréquemment une teinte pourpre sur leur surface lisse; et d'un calcaire bleu massif, contenant des nodules de chert, qui recouvre les précédents. Les couches oolithiques sont les plus caractéristiques de cette formation parce que les fossiles sont rares. Les genres que nous avons remarqués dans cette formation sont: *Illaenurus*, *Agnostus*, *Crepicephalus*, et *Ptychoparia*.

Cette succession des formations cambriennes se suit très loin dans la chaîne Bow et vers l'ouest jusqu'à la faille Stephen-Dennis, qui, comme on peut le voir sur la carte, passe entre le mont Stephen et le mont Dennis, et au sud-ouest du mont Odaray et de la montagne Park.

Formation Chancellor.

NOM.—Le nom de cette formation fut choisi parce que les couches de cette division sont très bien exposées sur les versants est et nord du pic Chancellor. L'auteur employa ce nom pour la première fois dans le Rapport sommaire de 1911; dans le Rapport de l'année précédente, la partie supérieure de la formation était incluse dans le nº 1 du tableau des formations.[2]

---

[1] Coll. div, Smith. Vol. 53, nº 5, 1908, p. 208.
[2] Rap. som., Com. géol. Canada 1910, p. 137.

La moitié supérieure de cette formation est formée de schistes argileux inaltérés ou de couches qui n'ont pas été beaucoup bouleversées, tandis que la moitié inférieure est formée de schistes argileux très broyés et métamorphisés. Comme l'extension de cette zone de broyage a été localisée sur la carte qui accompagne ce rapport, nous considérerons les caractères lithologiques de ces couches après que nous aurons signalé les caractères généraux de la partie inaltérée de la formation Chancellor. La limite supérieure de cette formation au pic que lui donne son nom est nettement définie par le calcaire de la formation d'au-dessus mais la limite inférieure n'est pas déterminée. Dans la partie inaltérée de la formation Chancellor, à la localité type, on a inclus les schistes argileux et les méta-argillites qui s'altèrent en rouge, en commençant à leur partie supérieure où ils sont en contact avec un calcaire bleu massif, et jusqu'à la base dans les roches sousjacentes comprises dans la zone de broyage à un point où les plans de stratification sont bien soulignés par la structure secondaire épousée par la zone de broyage; c'est-à-dire, que leur vraie épaisseur est douteuse dans cette région parce que les couches sont trop métamorphisées, plissées et broyées. Dans une section l'épaisseur des couches dans cette partie de la formation dépasse 2500 pieds.

D'après les remarques qui précèdent on voit qu'il n'y a pas de ligne de démarcation nette entre la partie supérieure plus altérée de la formation Chancellor et les roches broyées sousjacentes.

DISTRIBUTION ET ÉPAISSEUR.—La formation Chancellor est bien exposée vers le haut de la vallée de la rivière Ice, ainsi qu'au pied de la chaîne Ottertail sur le flanc sud de la vallée Ottertail, et sur les versants les plus élevés de la chaîne Ottertail, en dessous du calcaire massif de la formation supérieure. Elle affleure au pied du mont Hurd et du mont Vaux à l'extrémité nord de la chaîne Ottertail ainsi que sur le côté opposé de la vallée Kicking Horse à l'extrémité sud-est de la chaîne Van Horne où elle forme les versants du mont King colorés en rouge foncé sous l'action des agents atmosphériques.

C'est la formation la plus basse qui affleure dans le bassin de la rivière Ice, et dans la vallée Zinc, il y a une section mesurée

de 1160 pieds d'épaisseur.[1] Sur le versant nord-est de la chaîne Ottertail, les couches qui affleurent ont une épaisseur beaucoup plus grande, et sur le flanc entre le pic Syncline et la rivière Ottertail, l'auteur a fait une section, partie mesurée, partie estimée d'une épaisseur de plus de 2500 pieds.

Les couches en dessous de ce point étaient trop tordues et altérées, et les plans de stratification étaient trop obscurcis par un clivage secondaire, pour faire un estimé exact de l'épaisseur de la partie inférieure de la formation. On évalue l'épaisseur totale de la formation Chancellor, d'après son affleurement dans la chaîne Van Horne au nord-ouest du mont Hunter, à au moins 4500 pieds.

CARACTÈRE.—La formation est caractérisée dans toute son épaisseur par une remarquable uniformité lithologique et par la couleur rougeâtre des affleurements altérés dans sa partie supérieure. En général la partie inaltérée de la formation est formée de bancs minces ayant un clivage schisteux parallèle aux plans de stratification.

Les 1000 pieds supérieurs de la formation comprennent des méta-argillites calcaires et argilacées en bancs minces, de couleur grise et bleue, avec des intercallations minces de matières plus calcaires. Une analyse partielle de ces schistes argileux a donné:—

Résidu insoluble.................. 74·4%
Carbonates.................... 22·6%

La matière soluble est essentiellement formée d'alumine, de sillice, et d'oxyde ferrique. Le pourcentage de la magnésie est pus fort que celui de la chaux. La roche est un schiste argileux calcaire et dolomitique riche en fer. Ces couches s'altèrent en rouge, en brun, en jaune, en brun jaunâtre et en général la couleur dépend de la teneur en fer de ces couches.

Les couches inférieures de la formation sont des méta-argillites, des argillites et des schistes argileux calcaires, de couleur grisâtre, ayant même un caractère phyllitique vers le bas de la section, et s'altérant en prenant une couleur verdâtre, grisâtre, jaunâtre et chamois. Une analyse montre que les couches inférieures contiennent plus de carbonates que les couches supérieures. Il

[1] Géologie du district de la rivière Ice, Rap. som., Com. géol. Canada, 1910, p. 137.

y a plus de magnésie que de chaux dans les carbonates. L'analyse a donné:—

Résidu insoluble.................63·6%
Carbonates......................36·4%

Sous le rapport de la couleur seule, sur des surfaces fraîches ou altérées, il serait impossible de séparer les couches qui constituent la formation Chancellor proprement dite des couches phyllitiques sousjacentes dans la zone d'écrasement de cette formation.

Nous avons mesuré une section à la chaîne sur la face de la crête de division de la partie supérieure de la vallée Zinc. Voici la suite des couches à partir du sommet de la formation:—

Schistes minces laminés à éclat soyeux; quelques couches sont si minces qu'on peut les plier comme du carton........................... 67 pieds

Schistes à séricite, altéré en gris............ 42 pieds

Schistes argileux et méta-argillite gris foncé s'altérant en brun ou en rouge, interstratifiés de couches minces de calcaire dolomitique gris et plus dur ayant de 4 à 8 pieds d'épaisseur, et s'altérant en donnant des fragments schisteux............. 208 pieds

Calcaire argileux massif avec un banc de calcaire silic[illegible]eds d'épais dans lequel se trouve le massif [illegible] du prospect de la vallée Zinc.. 44 pieds

Mét[illegible] mince et laminée, de couleur grise ou b[illegible] altérant en rouge, en jaune ou en brun. Le plan de clivage est finement ondulé il a éclat soyeux. L'épaisseur moyenne des feuilles est moindre qu'un ½ pouce; elle contient de nombreuses ségrégations de pyrite souvent entourées de trémolite blanche; elle contient aussi des empreintes minces de pyrite qui sont communes sur les plans de clivage................................ 329 pieds

Méta-argillite gris foncée avec un éclat soyeux sur les faces de clivage; s'altérant en jaune foncé; contenant des concrétions de pyrite............. 117 pieds

Schistes argileux et méta-argillites tendres, gris foncées s'altérant facilement en formant un talus

gris foncé; quelques assises sont presque noires. Elles sont très ondulées mais elles se brisent presque parallèlement à la stratification................. 200 pieds

Schistes calcaires gris clair ou brun avec couches massives de calcaire argilacé ayant 8 à 10 pieds d'épaisseur, s'altérent en formant un talus très foncé ou noir. Les matériaux qui forment ces couches sont très peu cohérents même dans la roche fraîche. Ce sont les couches les plus basses qui affleurent dans la vallée de rivière Ice........... 155 pieds.

L'épaisseur totale de la formation Chancellor dans la vallée de la rivière Ice est de.............. 1162 pieds

Il y a cependant des sections plus épaisses et mieux exposées sur le versant sud-ouest de la vallée Ottertail, au pied des rochers calcaires qui coiffent la chaîne Ottertail. Un des meilleurs affleurements se trouve sur l'épaule entre le ruisseau Haskins et le ruisseau Silver Slope, et il est représenté sur la planche VIA. Les 600 pieds supérieurs affleurent dans un escarpement inaccessible, avec un pendage moyen de 25 à 30 degrés dans la montagne. Sous plusieurs rapports les couches sont semblables à celles de la section dans la vallée Zinc; elles s'altèrent en rouge sous l'action des agents atmosphériques et elles ont une stratification assez uniforme. Il y a plusieurs bandes étroites, de 3 à 8 pieds d'épaisseur, de calcaire siliceux et de calcaire contenant du chert. Il y a deux filons-couches de matière ignée qui suivent la stratification, l'un a environ 2 pieds d'épaisseur, et l'autre est de forme plus irrégulière et son épaisseur varie de 3 à 10 pieds. En certains endroits ces filons traversent les strates. L'épaisseur totale de ces couches, partie mesurée, partie estimée, est d'environ 2500 pieds en cet endroit; mais comme nous l'avons dit plus haut, il n'est pas possible de mener une ligne de séparation nette entre les couches de la base de la section et celles de la zone d'ecrasement au nord-est, et par conséquent l'épaisseur mesurée ne représente pas la totalité de la formation Chancellor. Dans la section ci-dessus, les couches ont une composition assez uniforme dans les 1000 pieds inférieurs, ce sont des schistes en feuilles minces et des méta-

argillites, qui s'altèrent en prenant une couleur jaunâtre claire en formant un talus argileux. Cette formation forme une pente assez douce, souvent couverte de produits en talus, ce qui forme contraste avec les calcaires escarpés d'au-dessus. La planche V,A. montre une pente douce reposant sur la formation Chancellor au pied des rochers calcaires, avec les versants arrondis des crêtes reposant sur les roches broyées à droite sur la photographie.

Dans la section de la vallée Zinc il y a certaines bandes de calcaire siliceux qui sont beaucoup plus dures que les strates associées et elles se tiennent en relief sur les surfaces décomposées par les agents atmosphériques. Une de ces bandes a environ 15 pieds de largeur; elle est très siliceuse et le quartz a recristallisé. Grâce à sa plus grande résistance cette bande de roche s'est broyée en donnant des blocs arrondis et lenticulaires. Les méta-argillites plus tendres et les schistes argileux ont été écrasés entre ces bosses plus dures. Quelques-uns de ces blocs sont très minéralisés et contiennent des sulfures de plomb, de zinc, et de fer.

Dans la moitié supérieure de cette formation il est vrai que le clivage principal est toujours parallèle au plan de stratification, et on a ainsi une méta-argillite. Ces couches sont si bien laminées qu'elles peuvent se briser en feuillets ayant depuis 1 pouce jusqu'à moins de ⅛ de pouce d'épaisseur. Les feuillets minces sont quelquefois assez flexibles. Cette roche se brise facilement et forme avec ses débris des talus à pente douce. En quelques endroits vers la tête de la vallée de la rivière Ice, les pentes des talus larges en forme d'éventail ont jusqu'à 1½ mille de long, et leur inclinaison est d'environ 30 degrés. Il n'est pas rare de trouver des grands fragments de méta-argillite sur ces pentes; quelques-uns ont 4 pieds de longueur, 2 ou 3 pieds de largeur, et moins de 1 pouce d'épaisseur.

La teneur en carbonate dans ces roches est trop élevée, et elles s'altèrent trop facilement en prenant différentes teintes de rouge, pour donner des ardoises à couverture d'une valeur économique.

Les plans de clivage des schistes ont souvent un éclat soyeux et sont souvent traversés par de petites ondulations

parallèles ressemblant aux plis sur un morceau de papier crêpé. Il y a aussi de nombreuses nodules ou concrétions de pyrite qui sont entourées par de la trémolite en masse lenticulaire; quelquefois les fibres de la trémolite sont perpendiculaire au nodule de pyrite. Il y a aussi de la calcite granulaire dans quelques-unes des concrétions. Dans certaines couches, il y a de la pyrite bien cristallisée, dans d'autres la pyrite se présente en agrégats minces et feuilletés le long des plans de clivage. Entre les couches de méta-argillite, surtout dans la moitié supérieure de la formation, il y a de nombreuses marques longues et étroites, qui sont des aiguilles à éclat argenté d'un minéral fibreux probablement de la trémolite, bien que la détermination microscopique de la poudre ne soit pas bien définie. On a pensé aussi que ce pourrait être de la fibrolite. Ces inclusions fibreuses prennent toujours un arrangement parallèle. Les plus grandes ont moins de 1 millimètre de longueur. Ce minéral, comme l'indique son arrangement parallèle, s'est évidemment formé pendant la phase de broyage. Les plans de cassure dans cette formation sont nombreux, et ils sont presque toujours perpendiculaires à la stratification.

ÂGE ET CORRÉLATION.—Cette formation appartient au Cambrien supérieur. Les seuls fossiles déterminés furent trouvés dans les couches de la chaîne Van Horne, ce sont:—

Lingulella isse, Walcott (?)
Agnostus, esp.

Quoique les strates semblent favorables à la préservation des fossiles, cependant nous n'en avons trouvé aucun dans les couches qui appartiennent à cette formation, soit dans la vallée de la rivière Ice ou ailleurs dans la chaîne Ottertail.

ZONE ÉCRASÉE: DISTRIBUTION ET CARACTÈRE.—Cette zone a été mise en plan séparément. Cette zone a une largeur de 5 à 6 milles. Elle est limitée au nord-est par la faille Stephen-Dennis, et au sud-ouest par le pied de la chaîne Ottertail. En général la partie la plus large de la région drainée par la rivière Ottertail repose sur ces roches. En se reportant à la carte qui accompagne ce rapport on verra les limites générales de ces roches. Elles forment aussi la base de la chaîne Van Horne. Dans la zone Ottertail les couches sont très tordues et très

plissées sur le bord nord-est de la zone. En certains endroits les plis s'ouvrent, les couches prennent des ondulations plus douces et quelquefois elles deviennent presque horizontales. Vers le sud-ouest le pendage se relève au sud et les couches pendent sous la chaîne Ottertail.

C'est dans la crête entre le mont Duchesnay et la passe Duchesnay, sur le coté sud du ruisseau Boulder que nous avons remarqué les effets de torsion des couches les plus intenses. Là les couches sont en plis si serrés que l'on ne peut pas estimer l'épaisseur. La direction générale de ces roches broyées est nord-ouest sud-est. Les sédiments furent plissés avant le broyage. On peut voir ceci le long des murs de la vallée des tributaires qui coupent le versant nord-est de la vallée Ottertail; en de tels endroits, quand on pouvait déterminer le plissement, nous avons constaté qu'il était large, tandis que les plans de broyage étaient presque verticaux ce qui prouve qu'ils s'étaient formés sans avoir eu aucune relation avec le plissement. Les plans de clivage sont, en général, presque verticaux et ils ont une direction nord 35 degrés à 65 degrés ouest, quoiqu'en certains endroits ils correspondent avec la direction des plans de stratification. Le clivage est toujours le plan de séparation prédominant, et souvent il est très difficile de déterminer la stratification originelle. Le plissement semble avoir eu lieu en même temps que le mouvement qui a produit les failles principales, tandis que le broyage est plus récent que les plis et les failles. Ce n'est seulement que dans certaines bandes plus tendres qu'il y a preuve de recristallisation causée par métamorphisme.

Les roches de cette zone de broyage sont généralement très calcaires. Elles comprennent des schistes argileux et des ardoises calcaires, des argillites et des phyllites. McConnell donne les résultats d'un essai chimique de ces roches broyées de la vallée Ottertail par F. D. Adams.[1]

L'essai donna:—

Carbonates.................. 57·476%
Résidu insoluble.............. 42·524%

La partie insoluble est argilacée et mélangée à des matières

[1] Rap. ann., Com. géol. Canada, 1886, p. 26, D.

7

quartzeuses. La partie soluble contient des traces d'alumine, d'oxyde ferrique ainsi que de la chaux et de la magnésie. En outre des variétés de roches plus argilacées il y a quelques couches de calcaire bleu massif, ayant généralement moins de 20 pieds d'épaisseur et des bandes de calcaire bleu en bancs minces qui peuvent avoir plusieurs centaines de pieds d'épaisseur. Au sommet du mont Dennis il y a une bande épaisse de calcaire en bancs minces qui ressort en relief et qui forme une bonne marque de séparation entre les horizons. Dans cette crète elle pend vers l'ouest sous des angles variables supérieurs à 30 degrés; on l'a suivie à l'ouest vers le bas du ruisseau Boulder où elle s'abaisse peu à peu et où en certains endroits elle est horizontale. Il y a une bande semblable de calcaire bleu en bancs minces qui affleurent aux chutes Ottertail, à 12 milles vers le haut de la vallée (planche IX).

Le caractère très élevé des strates est bien développé surtout au mont Duchesnay et au mont Owen. Les faces de clivage ont souvent un éclat soyeux et un reflet argentin à cause de la présence de mica séricite et de chlorite. Les roches dans la zone, parce qu'elles sont broyées et émiettées, sont moins résistantes aux agents atmosphériques qu'elles ne le seraient s'il en était autrement, et elles forment des versants arrondis et unis sur les montagnes et les crètes. La planche XI, A, montre les versants unis du mont Owen qui font contraste avec la topographie plus raboteuse que présentent les couches du Cambrien moyen et supérieur au loin à droite.

Quelques-unes des phyllites contiennent de nombreuses particules ressemblant à des feuilles, et en forme de lentilles, qui ont quelquefois moins de 1 millimètre de largeur et environ trois fois plus longues que large. Ces particules sont probablement de la chiastolite ou de l'andalousite. Elles sont parallèles les unes aux autres sur les faces de clivage des roches, et cela fait croire qu'elles ont pris naissance durant la période de broyage.

En certains endroits le glissement a été si intense que les argillites se clivent suivant des faces si unies qu'elles semblent avoir été polies. Dans plusieurs ardoises il y a 2 plans de clivage, mais l'un est toujours dominant. La stratification est quel-

quefois oblitérée ou bien elle n'apparaît que comme des lignes très fines qui traversent les plans de clivage.

La couleur des roches broyées varie beaucoup; ces roches sont grises, bleu verdâtres, drabes, ou pourpres sur des surfaces fraîches et gris d'acier, chamois, rouge brunâtres, ou écarlates sur des surfaces altérées.

Les alternances rapides de couches très minces sont très communes. En certains endroits, comme au mont Duchesnay, les ardoises grises et la stratification sont indiquées par des couches carbonacées foncées ou noires; quelquefois une couche peut avoir moins d'un millimètre d'épaisseur. Des couches semblables affleurent à l'extrémité sud-est des montagnes Van Horne. Un essai chimique de ces roches a donné:[1]

Résidu insoluble................82·719%
Carbonates...................17·281%

Le résidu insoluble est argilacé et la roche est une argillite dolomitique.

Un fait caractéristique de ces roches est leur caractère zoné sur les surfaces altérées par les agents atmosphériques. Une roche peut être gris foncée sur une surface fraîche, mais quand elle est altérée elle semble formée de bandes de gris alternant avec d'autres bandes de couleur rouge, jaune, ou brune. Dans d'autres échantillons, la roche fraîche peut être un calcaire bleu ou une ardoise calcaire, mais quand elle s'altère elle montre un zonage distinct dû à l'alternance de couches bleues et chamois, ou à des couches bleuâtres et jaunâtres. De plus, très souvent, certaines bandes résistent à l'action de l'atmosphère et elles se présentent en relief sur la surface altérée. Nous avons trouvé que dans quelques cas ces couches plus dures étaient siliceuses, tandis que d'autres étaient calcaires. Dans d'autres cas les couches dures étaient dolomitiques, et les plus tendres calcaires, ou les plus dures étaient calcaires et les tendres argilacées. En différents endroits nous avons trouvé plusieurs centaines de pieds de sédiments qui présentaient cette altération différentielle due aux agents atmosphériques.

Une de ces localités se trouve sur le versant sud-est du mont

[1] McConnell, R. G., Rap. ann., Com. géol. 1886, p. 26D.

Owen. Les couches alternantes avaient depuis une fraction de pouce jusqu'à 1½ pouce d'épaisseur. Quand l'épaisseur des bandes alternantes dures et tendres est à peu près la même, les surfaces altérées ont un aspect très particulier. Certaines de ces couches zonées se brisent en fragments longs et étroits.

Il est quelque peu difficile de concevoir dans quelles conditions ces sédiments se sont déposés pour produire leurs structures zonées. L'auteur est d'avis que ces bandes alternantes, avec leurs différentes qualités si bien mises en relief sous l'influence des agents atmosphériques, indiquent des variations dans les conditions atmosphériques durant la période de dépot. C'est-à-dire que les couches siliceuses plus dures peuvent représenter chacune la quantité de sédimentation durant la saison annuelle des pluies abondantes pendant laquelle les gros matériaux sont enlevés par lavage et transportés dans la mer intérieure, tandis que les couches plus tendres peuvent représenter le produit de dépot durant la saison sèche, pendant laquelle il n'y a que les matériaux les plus fins qui sont enlevés de la grève. Il semble qu'il n'y a qu'une telle récurrence annuelle régulière dans les conditions climatériques qui puisse expliquer cette alternance de couches d'épaisseur assez uniforme.

ZONE ÉCRASÉE: ÂGE ET CORRÉLATION.—Nous n'avons pu trouver dans cette région la relation qui existe entre la partie inférieure de la formation Chancellor et la formation Sherbrooke; mais on peut voir ces relations au nord-ouest du Mont Hunter dans la chaîne Van Horne. À cet endroit la formation Chancellor a environ 4500 pieds d'épaisseur; elle est recouverte par le calcaire massif de la formation Ottertail et elle repose sur le calcaire massif de la formation Sherbrooke, qui affleure dans cette région à deux milles à l'est de la gare Leanchoil.

Formation Ottertail.

NOM.—Cette formation, qui consiste en calcaire, affleure dans la région entièrement dans la chaîne Ottertail, et c'est pour cette raison qu'on l'a nommée formation Ottertail. Elle forme un escarpement élevé partout où elle affleure. Ce caractère de rocher est surtout bien développé le long du flanc nord-est des montagnes Ottertail à partir du mont Hurd au sud-est de la

limite de la carte au sud du glacier Washmawapta, sur une distance de presque 20 milles.

DISTRIBUTION ET ÉPAISSEUR.—La formation affleure dans la partie supérieure des montagnes Ottertail situées entre les vallées Ottertail et Beaverfoot, au sud de la vallée de la rivière Kicking Horse. Elle forme la partie supérieure du mont Hurd à l'exception de quelques pieds au sommet qui appartiennent à la formation d'au-dessus et les rochers supérieurs du mont Vaux et du pic Chancellor. Elle forme l'escarpement que nous venons de mentionner, qui va du mont Hurd jusqu'à 20 milles au sud-est. Elle forme le fond de la majeure partie de la vallée du ruisseau Moose, et partout où elle affleure elle constitue une ligne de démarcation nette entre les étages.

Ce fait est bien en évidence dans la vallée de la rivière Ice. Comme cette vallée a une structure anticlinale les couches pendent de chaque coté vers l'extérieur sur le côté est de la vallée, le calcaire affleure entre la vallée Sodalite et la vallée Zinc, la bande encercle la tête de la vallée Zinc, tout le long de la base du mont Goodsir, où elle pend vers l'est, alors elle contourne la tête de la vallée de la rivière Ice, et elle forme la partie supérieure du pic Chancellor, où elle pend vers l'ouest. À cet endroit elle est separée par une projection en forme de filon-couche qui part de la masse intrusive. Ce fait est bien en évidence sur la section (I-J.). Ces deux bandes de calcaire divergent brusquement; celle inférieure forme la partie inférieure de la montagne Garnet et alors elle disparaît sous le talus du fond de la vallée. La bande supérieure forme le sommet de la crete qui va vers le sud-est depuis le pic Chancellor, et forme aussi le toit de la masse ignée. Elle traverse la vallée à environ 1 mille au-dessus du pont supérieur et elle affleure au nord—faisant face aux rochers du mont Mollison. L'affleurement se rétrécit dans cette montagne et elle disparait avant d'atteindre le sommet de la crète entre la rivière Ice et le ruisseau Moose, mais ceci est dû à un affaissement du calcaire en-dessous de la formation supérieure. Elle affleure de nouveau sur le versant Moose et elle forme le fond de la vallée presque entière. Dans cette vallée son contact inférieur n'affleure pas, mais sa limite supérieure

peut être suivie presque tout autour sur les cotés de la vallée, sauf aux endroits où elle est recouverte d'un talus.

À l'est de la vallée du ruisseau Moose le glacier Washmawapta repose directement sur le calcaire. La partie sud-est de la région est largement occupée par cette formation à l'exception d'un petit lambeau sur lequel reposent les schistes argileux et les méta-argillites rouges de la formation Chancellor, qui affleurent au fond de la vallée du ruisseau Dainard. On peut suivre cette formation calcaire au moyen de jumelles sur une distance de plusieurs milles en suivant la chaîne de montagne vers le sud-est.

L'épaisseur de cette formation ne varie pas beaucoup. Au ruisseau Mollison, sur le côté est de la vallée de la rivière Ice, le calcaire a une épaisseur mesurée de 1550 pieds, mais en ce point elle est en contact avec la roche ignée, de sorte que l'épaisseur totale du calcaire n'affleure pas, parce qu'une partie a été enlevée par l'intrusion de la masse ignée.

Nous avons fait une autre section sur l'escarpement sur le versant sud de la vallée Ottertail, et sur l'épaule de division des versants vers le ruisseau Silver Slope et le ruisseau Goodsir. En cet endroit l'épaisseur totale du calcaire affleure bien. Dans cette section qui fut partiellement mesurée et partiellement estimée, la formation a une épaisseur de 1640 pieds. À environ trois milles plus loin dans le rocher entre le glacier Goodsir et le premier glacier au nord-ouest nous avons trouvé par triangulation une épaisseur totale de 1575 pieds pour la formation, mais en cet endroit, il se pourrait qu'une petite quantité soit couverte de moraines glaciaires. Cependant il est très probable que le calcaire s'épaissit vers le sud-est, car, quoique nous n'ayions pu mesurer de section dans la vallée du ruisseau Moose, il semble y avoir une plus grande épaisseur dans cette vallée que dans les autres sections que nous avons nommées plus haut. Cet épaississement apparent est bien en évidence dans le cas du pic Calcaire au nord du glacier Washmawapta. Comme nous le verrons sur la photographie (planche X) ce rocher est presque vertical et presque inaccessible. Le contact inférieur de la formation calcaire apparait au sommet du talus en pente à une élévation d'environ 7000 pieds, tandis que le sommet du pic

Calcaire a 9442 pieds de haut. Comme les couches sont presque horizontales il y a une épaisseur approximative de plus de 2450 pieds de calcaire dans cette section. Si cette épaisseur entière appartient à la même formation calcaire comme il semble sur le terrain cela indique un épaississement de plus de 800 pieds dans le calcaire sur une distance de moins de 5 milles.

CARACTÈRE.—Cette formation constitue en général une unité lithologique, parce qu'elle est essentiellement formée de calcaire massif et en bancs minces, avec des intercalations de schiste calcaire. Le caractère schisteux de ces couches est plus évident vers la base de la formation. Sur une surface fraîche la roche qui forme toute la bande a une couleur gris bleuâtre caractéristique, tandis que sur les surfaces altérées la couleur est grise ou noire. Les bandes de schistes sont distribuées de telle sorte entre les couches plus massives qu'elles n'affectent pas beaucoup la pente des versants sur les surfaces d'affleurement. Les contacts inférieur et supérieur de la formation sont partout marqués et peuvent être localisés, à quelques pieds près, surtout quand on les regarde à distance. Au contact inférieur il y a des couches altérées en rouge qui appartiennent à la formation Chancellor, tandis qu'au contact supérieur il y a une autre formation schisteuse en bancs minces qui est très distincte en caractère du calcaire bleu plus résistant de la formation Ottertail. Cette formation forme par conséquent une unité, et on peut presque toujours la distinguer facilement des formations supérieure et inférieure, et elle constitue une bonne marque de division entre les étages. L'analyse partielle qui suit montre que le membre typique de la formation est un calcaire pur. La matière soluble donne des traces d'alumine et de silice et environ 2 pour cent de magnésie, le reste est de la chaux:—

Carbonates	98%
Résidu insoluble	2%

Le calcaire est plus ou moins métamorphisé au contact de la masse ignée intrusive. Ce phénomène est bien en évidence dans la bande de la partie supérieure de la formation qui forme le toit du massif igné dans la crête au sud-est du pic Chancellor. En cet endroit le calcaire a presque totalement recristallisé en prenant une texture variable. En quelques endroits la roche

est formée de petits rhombes de calcite faiblement agrégés; en d'autres la texture peut être si fine qu'elle est presque aphanitique. Souvent la marmorisation n'est pas complète. Dans de tels cas une grande partie du calcaire originel forme la pâte de la roche et il est tenu ensemble par la calcite. Quand le calcaire était très impur, la roche métamorphique qui en est résulté contient d'autres minéraux, surtout des aiguilles vertes d'actinote.

Sur la majeure partie du contact de la roche ignée avec le calcaire supérieur il y a une bande irrégulière de corne verte qui a une largeur variable de quelques pieds à un maximum d'environ 300 pieds. La stratification de la corne verte, quand elle est visible, est toujours parallèle à celle du calcaire, mais elle est très irrégulière au contact avec la roche ignée. Cette corne verte est une roche compacte et même aphanatique, rouge sombre, drabe, verdâtre, ou grise ayant la cassure du silex. Au microscope la corne verte consiste en biotite, muscovite, clinozoïsite, diopside, quartz, épidote, pérovskite, magnétite, et en quelques petites lamelles de feldspath. Cette corne verte contient de nombreuses taches foncées. Ces taches ont environ 25mm. de diamètre. Elles sont probablement formées de paquets de petits cristaux de clinozoïsite, qui sont souvent entourés d'une bordure de petites paillettes de muscovite. Quelques taches sont formées d'un paquet de grains arrondis d'épidote. Cette bande de corne verte était originellement une couche cherteuse ou siliceuse de calcaire argilacé, qui a recristallisé sous l'influence de la chaleur et des vapeurs qui sortaient de la roche durant son intrusion.

Il y a des fragments de corne verte en enclaves dans la roche syénitique près du contact supérieur, ainsi que de gros blocs de calcaire plus pur. Les fragments de calcaire ont été métamorphisés et il en est résulté une roche dense formée essentiellement de vésuvianite, de grenat calcique, de diopside, et contenant des minéraux accessoires comme la wollastonite, la forstérite, la zoïsite, la clinozoïsite, et peut-être aussi un peu de brucite et de cancrinite.

Les couches sur lesquelles reposent une partie du massif igné ont subi une légère altération, et la marmorisation est beaucoup moindre que le métamorphisme du contact supérieur.

À divers horizons dans la formation, les couches sont formées de bandes alternantes ayant de ¼ de pouce à 2 pouces d'épaisseur, de dureté variable, de sorte que sur une surface altérée par les agents atmosphériques la roche a un aspect nettement sillonné. Bien que dans de tels cas la surface fraîche de roche puisse paraître avoir une composition uniforme, cependant, en réalité les bandes les plus dures sont dolomitiques ou siliceuses, tandis que les bandes plus tendres sont calcaires. Les assises cherteuses sont très communes dans cette formation; elles ont généralement moins de 1 pouce d'épaisseur, mais grâce à leur grande dureté elles forment des crêtes sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques. Ce caractère zoné ou sillonné est bien en évidence dans le calcaire sur le versant est de la montagne Garnet.

Il y a un autre trait caractéristique de la partie zonée de cette formation aux endroits où les couches ont été ondulées et plissées légèrement. Comme les couches dolomitiques et siliceuses plus dures sont plus résistantes, elles ont été très souvent émiettées en fragments anguleux, et les espaces entre les fragments sont remplis de matériaux provenant des bandes intercalées de calcaire tendre, qui dans plusieurs cas a agi comme une matière semi-plastique. Quelquefois le calcaire a partiellement recristallisé. Quand les mouvements ont été plus forts les fragments anguleux sont plus éparpillés à travers la roche, et ils sont cimentés ensemble par le calcaire cristallin. On ne peut pas voir ces structures sur les surfaces fraîches, mais sur les surfaces altérées les fragments durs se tiennent en relief et donnent à la roche un aspect très rugueux (planche XII). Dans quelques cas les fragments noduleux s'élèvent jusqu'à ¾ de pouce au-dessus du reste de la roche.

On peut voir toutes les étapes des caractères que nous venons de décrire sur les versants est et ouest de la montagne Zinc. On peut étudier de bons exemples de plis en miniature dans quelques-unes de ces couches. Il y a même sur un bloc de roche d'une verge carré des plis synclinaux, anticlinaux, ouverts, fermés, symétriques et asymétriques. Il y a quelques couches d'un calcaire compact verdâtre argilacé. On trouve souvent que certaines de ces couches verdâtres sont ondulées en petits

plis, avec flancs successifs d'environ ½ pouce d'épaisseur qui chevauchent l'un sur l'autre comme les tuiles d'un toit.

Il y a une autre forme caractéristique qui paraît sur certaines bandes de calcaire qui sont bleues sur des surfaces fraîches, et qui deviennent pommelées sur des surfaces altérées avec des taches très irrégulières, bleues ou très foncées, entourées d'une matière chamois ou gris claire. Les matériaux d'altération clairs et foncés sont calcaires et ils s'attaquent également sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques, mais la partie qui prend une couleur plus claire en s'altérant est argilacée, et par le fait même elle est plus tendre et résiste moins bien à la pression. Les couches originelles plus calcaires se sont évidemment brisées sous l'effort de la pression et leurs fragments se sont plus ou moins arrondis. Il y a aussi trace de coulée dans la matière argilacée des couches plus tendres qui ont offert le moins de résistance aux mouvements.

Comme cette formation calcaire affleure généralement en rochers escarpés, les sections les mieux exposées et les plus complètes sont généralement au moins en partie inaccessibles, et on ne peut pas faire de mesurage exact de son épaisseur. Cependant, grâce à la moindre résistance de certaines bandes de la formation formée de couches minces, il y a des endroits où il s'est formé des pentes un peu moins abruptes et on peut y étudier des sections partielles. Dans les pentes plus douces, comme l'érosion est très rapide, les affleurements se couvrent de débris en talus et on ne peut faire aucun mesurage qui ait de la valeur. Il y a une section presque complète qui affleure au fond de la vallée du ruisseau Mollison, à un demi-mille en amont de l'endroit où il se jette dans la rivière Ice. Cette section a été mesurée en détail, mais les divisions inférieures de la formation manquent et la section se termine à un contact avec la syénite à néphéline et à sodalite. Le tableau suivant donne les détails de la section dans un ordre descendant:—

Section de la formation Ottertail au ruisseau Mollison.

Calcaire gris en bancs minces interstratifié de nombreuses bandes de schistes gris siliceux et calcaires..264 pieds

Schiste siliceux compact s'altérant en rouge..... 73 pieds
Calcaire dolomitique gris foncé, compact, en bancs minces................................. 85 pieds
Couches minces de schiste siliceux avec couches calcaires de ¼ à ½ pouce d'épaisseur............... 25 pieds
Dyke noir, avec grands phénocristaux de biotite 5 pieds
Calcaires et dolomie interstratifiés en couches minces.................................. 95 pieds
Calcaire en bancs minces avec quelques couches minces de dolomie interstratifiées.................180 pieds
Calcaire bleu gris; quelques bandes deviennent schisteuses en s'altérant.........................290 pieds
Calcaire bleu à grains fins, avec quelques couches très minces de calcaire dolomitique.............. 30 pieds
Calcaire bleu massif s'altérant en gris; contient beaucoup de calcite granuleuse comme résultat du métamorphisme de contact.......................188 pieds
Calcaire schisteux s'altérant en gris foncé....... 60 pieds
Calcaire massif, recristallisé et tordu..........250 pieds

(Contact avec syénite néphélinique)

Épaisseur totale de la section...............1545 pieds

Nous avons mesuré un certain nombre de sections partielles dans les vallées de la rivière Ice et du ruisseau Moose. L'épaisseur totale de la formation est cependant la mieux exposée dans l'escarpement sur le coté sud-ouest de la vallée Ottertail. Ces rochers paraissent sur la photographie planche V A. Nous avons fait une section dans cet escarpement entre les têtes des vallées du ruisseau Goodsir et du ruisseau Silver Slope. Nous avons essayé de mesurer l'épaisseur totale de la formation en cet endroit, mais nous avons constaté que les 800 pieds supérieurs étaient inaccessibles, de sorte que nous avons dû faire l'estimation de l'épaisseur de cette partie. Nous donnons ci-dessous les détails des diverses couches dans un ordre descendant. La formation d'au-dessus n'est pas representée en cet endroit, de sorte que la formation pourrait avoir une épaisseur de 50 pieds de plus.

Section de la formation Ottertail à l'escarpement Ottertail.

Calcaire bleu massif s'altérant en gris..........425 pieds

Calcaire bleu massif avec quelques bandes schisteuses..........408 pieds

Épaisseur estimée..........833 pieds

Calcaire massif, quelques bancs ayant 15 pieds d'épaisseur..........100 pieds

Calcaire massif avec quelques bandes dolomitiques interstratifiées.......... 99 "

Calcaire bleu, en bancs minces, avec couches oolithiques de 6 à 10 pieds d'épaisseur.......... 26 "

Banc massif de calcaire bleu, montrant des lentilles irrégulières sur surface altérée..........112 "

Calcaire concrétionné, bleuâtre, s'altérant en gris foncé.......... 62 "

Calcaire schisteux bleu, s'altérant en donnant des fragments en lentilles.......... 90 "

Calcaire bleu massif en bancs épais..........100 "

Calcaire arénacé avec filonets de calcite....... 6 "

Bancs de calcaire ayant 5 pieds d'épaisseur, et contenant quelques lentilles grises sur surface altérée 25 "

Couches minces alternantes de calcaire dolomitique s'altérant en gris et noir.......... 10 "

Bancs massifs de calcaire bleu s'altérant en gris, et montrant des lentilles irrégulières bleuâtres; interstratifiés de couches de calcaire schisteux et de schiste calcaire. Autres bandes de calcaire mince...150 "

(Nous n'avons pu déterminer les quantités relatives des divers types dans les 150 pieds précédents. Un dyke vert foncé recoupe verticalement ces couches inférieures, et se coince sur une distance de quelques verges)

Calcaire en bancs minces s'altérant en formant des bandes grises et bleues, les premières étant plus argilacées.......... 52 "

À l'ouest de la section: calcaire cherteux s'altérant en formant des nodules durs, et des calcaire

interstratifiés s'altérant en donnant des fragments schisteux avec toucher rugueux. En contact avec les ardoises et les schistes de la formation supérieure...160 pieds

Épaisseur totale mesurée..................892 "
Épaisseur totale de la formation Ottertail.....1725 "

En comparant cette section avec celle que nous avons mesurée au ruisseau Mollison nous remarquerons que les strates sont plus schisteuses et en bancs plus minces. Ceci est dû aux effets du métamorphisme de contact avec la roche ignée adjacente, et aussi au broyage voilent auquel les strates ont été soumises depuis l'intrusion de la masse ignée qui a agi comme un bloc résistant, tandis que le calcaire d'au-dessus plus faible était fortement écrasé.

Dans la section mesurée par triangulation à la tête du ruisseau Goodsir, entre les glaciers de rocher du mont Goodsir, nous n'avons pas déterminé les caractères des couches en détail. Ici les couches forment un rocher escarpé. L'épaisseur obtenue était de 1575 pieds, mais la base est couverte de débris morainiques. Nous n'avons pas déterminé le caractère des couches dans l'escarpement vertical au nord du glacier Washmawapta sur le pic Calcaire (planche X). Cependant, plusieurs centaines de pieds dans la partie supérieure de la formation consistent en bancs massifs de calcaire bleu, quelques-uns de ces bancs ont 50 pieds d'épaisseur et forment une face perpendiculaire. La formation semble avoir une épaisseur d'environ 2450 pieds au pic Calcaire, ce qui signifie que la formation au sud-est a une épaisseur considérable.

Âge et corrélation.—La paléontologie est de peu de secours pour déterminer l'âge de la formation Ottertail. Nous avons trouvé plusieurs fragments de fossiles, mais nous n'avons pu déterminer que deux genres:—

Ptychoparia esp?
Lingulella esp?

Nous avons trouvé ces fossiles dans l'amphithéatre à la tête du ruisseau Hoodoo entre le mont Vaux et le pic Chancellor, et sur le versant nord de ce dernier. Cette formation a été

étudiée soigneusement en plusieurs endroits, mais nous n'avons trouvé aucun fossile sauf à l'endroit cité plus haut, bien que la nature des couches est telle que si la vie était abondante dans la mer à l'époque où ces calcaires se sont déposés on devrait trouver aujourd'hui quelques restes de ces fossiles.

On ne connaît donc pas définitivement l'âge de la formation. Au point de vue lithologique, on ne peut pas faire correspondre cette formation avec aucune autre des formations du Cambrien supérieur dans la chaîne Bow. Sa limite supérieure est déterminée par la formation d'au-dessus qui au point de vue paléontologique est classée comme étant Ordovicien inférieur. La zone fossilifère n'est qu'à quelques pieds au-dessus du sommet de calcaire Ottertail. Jusqu'à meilleure preuve on doit considérer le calcaire Ottertail comme le membre le plus élevé du Cambrien, ou bien comme terme de transition entre le Cambrien et l'Ordovicien.

ORDOVICIEN.

FORMATION GOODSIR.

NOM.—La formation Goodsir a été nommée par l'auteur en 1911 d'après le mont Goodsir où on trouve le meilleur affleurement de la section de la formation. Les couches les plus élevées dans la série affleurent au sommet de la tour sud du mont Goodsir, à une élevation de 11,676 pieds (section E-F).

DISTRIBUTION ET ÉPAISSEUR.—Cette formation coiffe les montagnes Ottertail. Il y a un affleurement de quelques verges carrées au sommet du mont Hurd, elle coiffe le mont Vaux, et c'est sur cette formation que repose le glacier Hanbury à la tête de la vallée de la rivière Ice. La vallée de la fourche nord-est de la rivière Ice a été coupée dans cette formation et jusque dans le Cambrien sous-jacent. Elle continue au mont Goodsir où elle a son plus grand développement, mais elle est de nouveau coupée à la ligne de partage des eaux entre les vallées du ruisseau Moose et du ruisseau Goodsir. Cette formation affleure encore sur le côté est du ruisseau Moose dans la montagne Helmet sur les sommets des crêtes interfluviales et sur la majeure partie de la crête qui se termine dans la montagne Striped.

Comme les couches pendent vers le sud et en s'éloignant du massif igné de la rivière Ice, la formation forme le sommet du mont Mollison et son versant sud; elle continue vers le nord-ouest sur le versant qui surplombe la vallée Beaverfoot et va se coincer dans un pli synclinal sur le versant sud du pic Chancellor. Elle forme probablement le fond de la partie supérieure de la vallée Beaverfoot et elle affleure sur les versants est de la chaine Beaverfoot. La superficie occupée par cette formation dans la chaîne Beaverfoot est bordée au sud-est par une faille, et vers le nord il y a aussi une faille qui définit la limite nord-est de la même superficie; cette dernière faille passe entre la gare Leanchoil et la crête du mont Hunter.

La plus grande épaisseur se trouve à la tour sud du mont Goodsir, mais même à cet endroit les couches les plus élevées ne représentent pas le sommet de la formation telle qu'elle est développée ailleurs en dehors de ce district. La planche XI, B montre l'épaisseur totale de la formation Goodsir au mont Goodsir ainsi que la formation Ottertail sous-jacente. Nous avons essayé de mesurer exactement l'épaisseur de ces couches, mais les longs talus en pente et les rochers inaccessibles, surtout sur les 2000 derniers pieds, nous en ont empêché. Comme à cet endroit le pendage moyen des couches est de 20 degrés et comme on peut voir les limites supérieure et inférieure, il nous a été possible de faire l'estimation de l'épaisseur de la formation au mont Goodsir, et nous avons trouvé 6040 pieds.

À la moutagne Striped à l'extrémité sud de la crête sur le côté est du ruisseau Moose, nous avons mesuré une section comprenant les 3000 pieds inférieurs qui sont très bien exposés en cet endroit. Nous avons d'abord cru que ces couches étaient différentes de celles qui affleurent au mont Goodsir,[1] mais plus tard nous avons constaté qu'elles étaient les mêmes quoique leur caractère lithologique soit changé.

CARACTÈRE.—Cette formation est en majeure partie formée de bancs minces. Elle repose en concordance sur le calcaire de la formation Ottertail, ayant à la base une bande de schistes

[1] Géologie du district de la rivière Ice, Rap. som., Com. géol. Canada, 1910, p. 137, nos 3 et 4; et p. 138.

calcaires rouges tendres qui est surmontée par une bande de schistes siliceux denses verdâtres. Ces deux bandes ont ensemble une épaisseur d'environ 75 pieds. C'est dans ces schistes que nous avons trouvé la plupart des fossiles de cette formation. Elles forment une excellente ligne de démarcation entre les étages pour déterminer la position de la frontière entre les deux formations. Le calcaire de la formation sous-jacente, en contact avec ces schistes et ardoises est cherteux, s'altère en formant des nodules cherteux, et il est interstratifié de calcaire schisteux qui s'altère en formant des fragments irréguliers et rugueux (planche XII).

En général la moitié inférieure de la formation Goodsir consiste à la base de bandes alternantes de—(1) ardoise tendre argilacée et calcaire, de couleur grise ou chamois, et formant des pentes douces; et (2) bandes plus dures d'ardoise siliceuse et dolomitique, s'altérant en .prenant une couleur jaunâtre, et formant des rochers escarpés. Ce caractère n'est vrai que dans la montagne Striped et dans la vallée Beaverfoot où les couches bien que très clivées n'ont pas été très affectées par le métamorphisme de contact. Dans la section du mont Goodsir on ne peut pas faire cette distinction de bandes alternantes tendres et dures et la formation est formée de calcaire cherteux, de cherts, de bandes de chert, de schistes argileux, de calcaires siliceux et dolomitiques en bancs minces, interstratifiés de schistes siliceux. La nature dense et compacte de toutes les roches et leur caractère en bancs minces sont des faits très caractéristiques de la formation en cet endroit. Les surfaces altérées sont de couleur brun foncée, brun chocolat, rougeâtre, pourpre, olive, drabe et grise. La couleur générale vue de loin est brun foncée. À cause de leur caractère dense et dur, la plupart des couches se brisent en fragments aigus et rectangulaires, et en se décomposant encore elles donnent des débris anguleux et coupants. Les 500 pieds supérieurs de la formation à la montagne Striped consistent de couches alternantes comme celles de la base, mais les strates ne tendent pas à affleurer en relief parce que les couches dans les différentes bandes sont à peu près d'égale dureté. La couche la plus élevée est un calcaire siliceux vert pourpre, dur, dense, qui

contient de nombreuses concrétions lenticulaires de phyrrhotine avec un peu de chalcopyrite.

La formation telle qu'elle est développée à la base sud du mont Goodsir et à la tête de la vallée Zinc, est très métamorphisée par un bras en forme de filon-couche qui part du massif igné. Dans cette zone de contact métamorphique les calcaires denses et très silicifiés et les cherts zonés sont abondants. Les cherts zonés sont formées de bandes foncées et claires, les premières sont noires ou brun foncées, tandis que les dernières sont grises, roses ou pourpres. La densité de ce type de roche est de 2·887. Au microscope cette roche est formée d'une masse cryptocristalline d'agrégats de minéraux granulaires, dont nous n'avons pu déterminer les éléments constituants. Les minéraux que nous avons pu déterminer sont le quartz, le feldspath, la biotite, la muscovite, et la clinozoïsite.

Dans le cas d'une couche de schiste brun rougeâtre, aphanitique avec une cassure conchoïdale, qui est située à 100 pieds du contact de cette formation avec le massif igné près de l'embouchure de la vallée du ruisseau Mollison, le microscope montre que la roche est formée d'une masse cryptocristalline de biotite, de calcite, de clinozoïsite, d'un peu de quartz et d'une chloritoïde bleu-indigo, à double réfraction, que nous avons déterminée comme une pennine (pinite). Quelquefois ce minéral entoure les grains de magnétite. Un caractère frappant de plusieurs de ces roches aphanitiques quand on les examine sous le microscope est la présence d'un grand nombre de petites taches foncées. Nous n'avons pu déterminer la matière de ces ségrégations.

Le schiste calcaire aphanitique vert du sommet de la tour sud du mont Goodsir contient des inclusions lenticulaires de pyrrhotine. Quelques-unes de ces ségrégations ont 1 pouce de longueur de ¼ de pouce de largueur; elles resemblent souvent à des empreintes de restes fossiles. La densité de cette roche est 3·068; cette densité anormale est probablement due à sa forte teneur en fer. Dans le tableau des densités, donné dans une autre partie de cet ouvrage, il y a un autre échantillon provenant de cette formation du mont Goodsir qui a une densité de 2·951.

Les couches de la section dans la montagne Striped ont été soumises à un broyage. Les plans de clivage pendent presque

verticalement et la direction est presque est-ouest. Les strates étaient originellement fossilifères, comme on peut le voir par les nombreux fragments de fossiles écrasés que l'on trouve dans quelques couches, mais il est très probable que nous ne pourrons trouver aucun fossile déterminable dans ces couches parce qu'elles ont subi des effets trop intenses de métomorphisme. Nous avons trouvé quelques fragments de fossile parallèles au plan de clivage plutôt qu'au plan de la stratification.

La section de la montagne Striped est la seule partie de la formation qui ait été mesurée. Il y a 32 bandes dures distinctes, et autant de tendres, qui affleurent dans cette montagne depuis le sommet de la formation Ottertail sousjacente jusqu'au sommet de la montagne qui est à 9250 pieds. Nous n'avons mesuré que les 18 paires de bandes inférieures, et nous avons estimé les 14 autres. Nous avons signalé plus haut le caractère de ces couches; elles sont uniformes sur toute la hauteur, les couches les plus dures sont formées d'ardoises plus siliceuses ou dolomitiques, et les plus tendres d'ardoises argileuses et calcaires, s'altérant en grisâtre ou verdâtre. À cause des clivages faciles de ces couches et à cause de la formation de chlorite et d'autres produits d'altération, les sulfures de ces fragments schisteux sont douces et sont glissantes quand elles sont mouillées.

Une analyse partielle d'un échantillon de schiste provenant des couches tendres a donné:—

Résidu insoluble.................54·7%
Soluble.........................45·3%

Ce dernier contenait très peu de fer, d'alumine ou de chaux mais une grande proportion de magnésie. Dans la section qui suit, les nombres représentent les numéros des bandes dures à partir du sommet de la montagne, et la lettre T représente les bandes tendres correspondantes. Nous avons estimé les épaisseurs des numéros 1 à 13 inclusivement, et nous avons mesuré celles des numéros 14 à 32 inclusivement.

Section de la montagne Striped à l'est de la vallée du ruisseau Moose.

Bandes Nos 1 à 13 inclusivement (estimées)...1600+pieds

Bande		
Bande N° (dure)	56	pieds
« « T (tendre)	100	«
« « 15	50	«
« « T	50	«
« « 16	25	«
« « T	50	«
« « 17	10	«
« « T	18	«
« « 18	90	«
« « T	10	«
« « 19	12	«
« « T	12	«
« « 20	25	«
« « T	15	«
« « 21	10	«
« « T	12	«
« « 22	100	«
« « T	130	«
« « 23	6	«
« « T	20	«
« « 24	40	«
« « T	10	«
« « 25	50	«
« « T	15	«
« « 26	30	«
« « T	10	«
« « 27	40	«
« « T	20	«
« « 28	15	«
« « T	40	«
« « 29	45	«
« « T	15	«
« « 30	45	«
« « T	10	«

" " 31	30	"
" " T	10	"
" " 32	50	"
Bande N° T	24	"

Épaisseur totale mesurée......1300 pieds.
Épaisseur totale des séries zonées............2900 pieds.

ÂGE ET CORRÉLATION.—Cette formation telle que déterminée par sa faune, appartient à l'Ordovicien inférieur. Elle repose en concordance sur le Cambrien supérieur, et à cause de l'absence de fossiles dans la partie supérieure du calcaire Ottertail, la limite inférieure de l'Ordovicien ne peut pas être nettement définie. Nous avons trouvé des horizons fossilifères en quatre endroits, mais chaque fois à la base de la formation. Nous avons trouvé des fossiles dans la vallée de la rivière Ice sur le côté ouest de l'amphithéâtre à la tête de la fourche de l'est; aussi sur le côté nord de la vallée du ruisseau Mollison à environ ½ mille en amont de sa jonction avec la rivière Ice. En ces deux endroits, les couches fossilifères sont à la même hauteur et elles sont formées de schistes siliceux et calcaires de couleur verdâtre. Les couches se rencontrent à environ 30 pieds de la base de la formation. Les deux autres endroits où nous avons trouvé des fossiles se trouvent dans la vallée du ruisseau Moose sur le versant nord-est du mont Mollison, à environ 1000 pieds au-dessus du fond de la vallée. Là les couches sont des schistes siliceux denses de couleur verdâtre, s'altérant en gris clair et en jaunâtre, et sont situées à environ 300 pieds de la base de la formation.

Les fossiles que nous avons collectionnés furent déterminés par le Dr. Walcott. Il trouva quatre nouvelles espèces: parmi celles-ci le tribolite *Ceratopyge* n'avait pas encore été décrit dans ce pays. Ce genre se trouve à la base de l'Ordovicien en Suède. La présence de cette faune dans ces couches est la principale preuve que l'on ait pour placer la formation Goodsir à la base de l'Ordovicien. Les fossiles suivants ont été déterminés dans cette formation.

Ceratopyge canadensis Walcott.
Lingulella allani Walcott.
Lingulella moosensis n. esp.

Obolus mollisonensis n. esp.
Obolus (très petite espèce—ind.)
Agnostus esp.

D'après la preuve lithologique et paléontologique la frontière entre le Cambrien supérieur et l'Ordovicien est placée au sommet du calcaire Ottertail et à la base de la formation Goodsir. Cette frontière est bien exposée sur le versant nord du mont Goodsir et on peut la voir sur la planche XI, B.

La formation Goodsir est surmontée en concordance par les schistes argileux à Graptolite qui n'affleurent que dans la chaine Beaverfoot et qui sont aussi d'âge Ordovicien.

SCHISTES À GRAPTOLITES.

Ces couches ont été nommées ainsi par Mr. McConnell parce qu'elles contiennent des assises riches en graptolites. La présence de cette faune détermine l'âge de la formation comme étant Ordovicien. Elle affleure dans la chaîne Beaverfoot au coin sud-ouest de la région et dans la continuation de cette chaîne au nord du chemin de fer. La meilleure section se trouve le long de la voie principale du chemin de fer Canadien du Pacifique, dans le canyon inférieur Kicking Horse, à Glenogle. Dans le ruisseau Glenogle et dans le petit ruisseau à l'ouest, cette formation a une épaisseur d'environ 1700 pieds. Les couches pendent abruptement vers le nord-est, et elles forment partie d'un pli renversé, de sorte qu'elles semblent recouvertes en concordance par les couches supérieures de la formation Goodsir. Les schistes à Graptolites sont des schistes fossiles carbonacés, noirs et bruns, au sommet, reposant sur des schistes argileux gris, avec une autre bande de schistes noirs près de la base. Sous ces schistes il y a des couches calcaires plus massives qui sont semblables au point de vue lithologique à quelques-unes de celles de la formation Goodsir et qui pour cette raison ont été placées dans la formation Goodsir.

Quelques-unes des couches les plus élevées sont très fossilifères. Le meilleur affleurement de ce schiste fossilifère, noir, laminé en feuilles minces, se trouve dans un petit ruisseau à quelques centaines de verges à l'ouest de la gare Glenogle. Quelques graptolites avaient jusqu'à 1 pied de longueur. Mr.

McConnell a collectionné les espèces suivantes dans ce schiste, et elles furent déterminées par le professeur Lapworth:—

Didymograptus enodus, Lapworth.
Glossograptus tricornis, Emmons.
Glossograptus spinulosis, Hall.
Cryptograptus tricornis, Carruthers.
Diplograptus angustifolius, Hall.
Diplograptus rugosus, Emmons.
Climacograptus coelatus, Lapworth.[1]

Comme cette formation occupe une très faible superficie dans cette région et comme la relation entre les formations Ordoviciennes n'est pas bien évidente dans cette partie de la chaine Beaverfoot à cause du caractère très broyé des couches, nous ne pouvons faire ici que la mentionner brièvement. Sur le terrain on voit que dans la chaîne Beaverfoot les couches à Graptolites reposent en concordance sur les schistes argileux de la formation Goodsir.[2] Il y a transition d'une formation à l'autre.

SILURIEN.

COUCHES A HALYSITES.

Ces couches ont été nommées et décrites pour la première fois par McConnell le long de la voie principale du Canadian Pacific où la Kicking Horse traverse la chaîne Beaverfoot. Cette formation est formée de quartzites blancs et bruns, de schistes siliceux bruns, et de couches massives de dolomie grise. Grâce à leur dureté ces couches forment le sommet de la chaîne Beaverfoot. Le quartzite blanc est un bon indicateur d'horizon et il a été mis en carte séparément du reste de la formation. Cette couche est très blanche et elle a une épaisseur mesurée de 800 pieds à l'endroit où elle a été examinée à 15 milles au sud-est du chemin de fer. Au microscope, la roche ne contient presque pas d'impuretés et elle forme une mosaique de grains de quartz anguleux et incolores. Les quartzites sont recouverts de dolomies grises en couches massives qui s'altèrent en prenant

[1] McConnell, R. G., Rap. ann., Com. géol. Canada, 1886, Partie D, p. 24.

[2] Cette relation de concordance apparaît dans une section en travers des montagnes Rocheuses donnée dans le livret-guide n° 8, 2e partie, 1913, du Congrès Géologique International; et aussi sur la carte de route sur la page opposée p. 189.

une couleur chamois ou presque blanche. Le microscope montre que cette roche était originellement un calcaire magnésien pur qui a recristallisé sous l'action du métamorphisme régional.

L'âge de ces couches est nettement Silurien, comme on peut le voir par la faune. Les coraux sont abondants dans quelques couches, surtout, *Favosites*, *Halysites*, et une *Zaphrentis* mais la matière fossile n'a pas été déterminée spécifiquement. Un échantillon collectionné d'une partie d'une colonie de Favosites a 8 pouces de diamètre. Nous avons aussi remarqué des tiges de crinoïdes et quelques brachiopodes.

Cette formation semble reposer en concordance sur les schistes à graptolites, mais comme les deux formations font partie d'un pli renversé dans lequel les strates pendent abruptement vers le nord-est, les couches siluriennes semblent être recouvertes par celles d'âge ordovicien.

Durant la saison 1912 l'auteur a trouvé que l'épaisseur de cette formation au sud-est de la chaîne Beaverfoot est beaucoup plus grande que celle donnée parMcConnell le long du chemin de fer. La section mesurée et estimée avait une épaisseur approximative de 1700 pieds.

Cette formation est la plus récente que l'on rencontre sur le versant ouest des montagnes Rocheuses à cette latitude. Nous avons fait une reconnaissance des dernières chaînes du système sur 30 milles au sud du chemin de fer et au nord presque jusqu'au chemin de fer Canadien du Pacifique et nous n'avons pas rencontré de formation plus récente.

PLÉISTOCÈNE ET RÉCENT.

Les larges fonds des vallées Kicking Horse et Beaverfoot sont tapissés d'une épaisse couche de graviers, sables, et boue. Ce détritus est, au moins en partie, d'origine glacio-lacustre. Il fut enlevé par les eaux des versants et des vallées plus petites dans un lac qui s'était formé au front du glacier après que la glace se fut retirée de ces vallées. Les matériaux les plus fins ont été charriés les plus loin de l'ancienne rive, de sorte que près de l'embouchure de la vallée Ottertail, dans la vallée Kicking Horse en aval de Leanchoil, et dans la vallée Beaverfoot, on trouve des matériaux boueux vers le centre des vallées. Ces matériaux

sont bien exposés dans les parties inférieures des chenaux actuels des rivières.

Ces gisements stratifiés se présentent maintenant en terrasses distinctes le long des côtés des vallées jusqu'à une élévation de 4650 pieds. À Emerald, à trois milles à l'ouest de Field, et aussi, entre Leanchoil et Palliser, on peut voir au moins cinq terrasses. Dans la vallée Beaverfoot et aussi à l'embouchure de la vallée Ottertail, les terrasses de 4650 pieds et 4600 pieds sont bien marquées. La plus grande largeur entre les deux rives, marquée par la terrasse supérieure, était de 3½ milles. Les cailloux des graviers sont arrondis ou à facettes, et on a trouvé de gros blocs glaciaires ayant jusqu'à 3 pieds de diamètre parmi les graviers. Les lentilles irrégulières de sable dans le gravier sont communes, et elles sont bien exposées dans les coupes à ½ mille à l'ouest de la gare Emerald. Ces lentilles peuvent s'être formées par la fonte de blocs de glace fortement chargés de sable.

Les graviers contiennent une grande quantité de matière boueuse et argileuse qui agit comme un ciment quand le détritus est comprimé. Dans la partie supérieure du ruisseau Porcupine cette consolidation s'est déjà produite. Les graviers et les sables grossièrement stratifiés, ont été cimentés et forment aujourd'hui un conglomérat solide. Ce conglomérat est si dure qu'en un endroit le cours d'eau actuel a préféré se couper un chenal dans les ardoises dans le côté de l'ancienne vallée (fig 3). La majeure partie du cours actuel a été coupé dans le versant sud de l'ancienne vallée. En un endroit le conglomérat dur a été souscavé par le cours d'eau et il a formé une galerie de 15 pieds de hauteur et 30 pieds de profondeur, et ici un cours d'eau latéral se jette dans le cours d'eau principal par une chute.

Les dépôts fluviatils forment une couche épaisse sur les fonds des vallées aux endroits les plus larges et où les cours d'eau sont à peu près nivelés. En quelques endroits dans la vallée Kicking Horse, ils forment un plateau d'inondation de 2 milles de largeur. En plusieurs endroits, les dépressions creusées sur le fond de la vallée par l'action de la glace ont été nivelés par le sable et les graviers qui ont été charriés par les cours d'eau aux époques d'inondation. Ces faits ont déjà été discutés au chapitre III.

Les parties inférieures des pentes les plus douces des montagnes sont recouvertes d'une épaisse couche de débris en talus. Dans le ruisseau Hoodoo entre le pic Chancellor et le mont Vaux, le talus contient plusieurs gros blocs, qui, quand les débris rocheux sont érodés, agissent comme des massifs de pro-

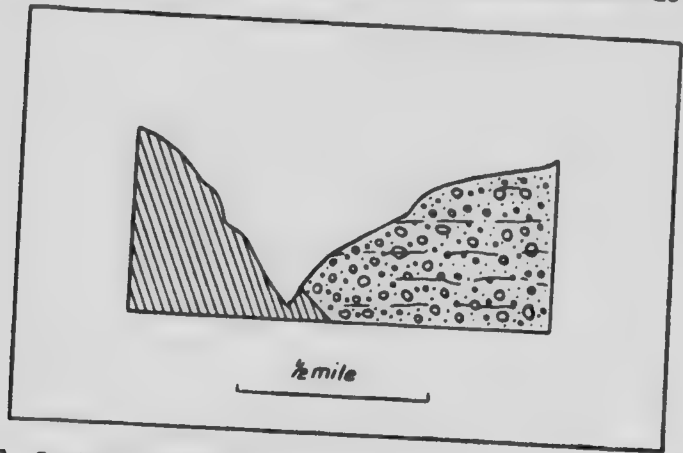


Fig. 3. Section en travers du conglomérat Récent dans la vallée Porcupine.

tection et forment des pilliers de forme spéciale. On les appelle des "Hoodoos," et on en trouve un grand nombre dans ce ruisseau. La photographie, planche XIII, A, représente quelques-uns de ces hoodoos. Dans cette photographie on peut voir un zonage grossier dans le talus partiellement consolidé, qui représente l'inclinaison de la pente du talus.

CHAPITRE VII.

COMPLEXE IGNÉ DE LA RIVIÈRE ICE: INTRODUCTION GÉNÉRALE.

APERÇU GÉNÉRAL.

Le complexe igné de la rivière Ice est un bon exemple pour montrer comment un magma rocheux s'est différencié en plusieurs parties qui sont différentes au point de vue chimique et minéralogique, pendant qu'il était à l'état fondu, ou dans une condition visqueuse, et qui, en se refroidissant, a donné naissance à divers types de roches. Ce complexe igné est formé d'une variété de types de roches dont la composition minéralogique varie beaucoup, mais dont tous les types sont très alcalins, et le complexe entier forme une unité. Extérieurement les roches varient depuis la syénite néphélinique gris claire dans laquelle les éléments foncés font presque entièrement défaut ou sont présents en petites quantités, passent par des types qui contiennent de plus grandes quantités d'éléments colorés, et atteignent un type extrême formé essentiellement de pyroxène et de magnétite ou d'ilménite. Les types de roches vont de la syénite à sodalite et la syénite néphélinique, passent par les urtites et les ijolites, et vont jusqu'à une jacupirangite. Ces types sont en général contemporains et, au moins en certains endroits, passent insensiblement les uns aux autres.

Les roches ignées qui forment ce complexe représentent une intrusion continue dans laquelle les types mélanocrates ont cristallisé les premiers. En certains endroits ces roches refroidies les premières se sont brisées et le magma plus clair et plus alcalin a pénétré dans les fissures, de sorte qu'aujourd'hui on voit des brèches et des masses en forme de dykes de syénite néphélinique dans des roches foncées.

En outre des dykes normaux de roches il y a un grand développement de pagmatites dans le complexe. Ces pegmatites sont essentiellement formées de syénites à néphéline et à sodalite. Elles forment des dykes irréguliers et des schlieren, des masses irrégulières ou "flammen." Ces pegmatites peuvent être

considérées comme contemporaines et comme des produits de différenciation d'un même magma, et comme remplissage des fissures formées dans la partie du magma qui s'est refroidie la première. Elles traversent le complexe dans toutes les directions, mais elles sont plus abondantes dans les régions formées de roches mélanocrates qui représentent la première phase de refroidissement du magma.

Nous avons essayé de représenter en couleur sur le carte géologique la distribution des divers types, mais ceci ne peut pas être considéré comme exact, à cause de la nature variée des types, et leur caractère transitionnel ne nous a pas permis de définir exactement les frontières de chaque type.

DISTRIBUTION.

ÉTENDUE EN AFFLEUREMENT.

Les roches ignées du district sont entièrement intrusives et elles affleurent dans la partie sud-ouest de la région entre les vallées de la rivière Ice et du ruisseau Moose. La roche ignée visible couvre une superficie d'environ 12 milles carrés. À l'exception d'une petite partie de la masse à la tête de la vallée du ruisseau Moose, au nord de la montagne Helmet, le complexe forme une masse unique dont le centre se trouve dans la vallée de la rivière Ice. Le contour de la partie principale de la masse a la forme grossière d'une cornue; la partie large de la cornue va du versant nord du mont Mollison jusqu'à la vallée Sodalite vers le nord, et les deux extensions étroites se projettent vers le nord au delà de la montagne Zinc, et vers le nord-ouest jusqu'au pic Chancellor. La masse principale a environ 4 milles de dimension transversale à sa partie la plus large, dans une direction est-ouest, et 3 milles dans une section nord-sud; en y comprenant une des extensions, le massif a, depuis le mont Mollison jusqu'au pic Chancellor, plus de 7 milles de longueur. En jetant un coup d'oeil sur la carte on voit que la projection vers le nord-ouest à partir de la masse principale se dirige vers le coté ouest de la vallée de la rivière Ice depuis vis-à-vis l'embouchure de la vallée Sodalite jusqu'au pic Chancellor, soit une distance de 5 milles, où cette projection en forme de filon-couche se coince en dessous

d'un petit glacier de rocher. Ce bras de la masse a la forme d'un filon-couche parce qu'il sépare un banc de calcaire en deux; ses contacts inférieur et supérieur sont bien exposés dans la montagne Garnet et en ce point la roche ignée a une épaisseur mesurée de 1·1 mille ou de 5800 pieds. L'autre projection du complexe principal passe par la montagne Zinc et se termine brusquement au pic Sentry. Le toit de cette partie de la masse a été érodé. Il y a environ 2 milles carrés de roche appartenant à la même intrusion, qui affleure à la tête de la vallée du ruisseau Moose, entre la montagne Helmer et le mont Sharp. Cette masse était autrefois reliée à celle de la vallée de la rivière Ice et elle en a été détachée par l'érosion de la vallée du ruisseau Moose. Il n'y a aucune preuve que le complexe igné se prolonge au-delà des crêtes qui limitent la vallée du ruisseau Moose.

Le massif igné est en partie concordant avec les roches stratifiées, et il coupe en partie les sédiments. Nous en reparlerons quand nous discuterons la forme de la masse. L'affleurement le plus au sud du complexe se trouve sur la face nord du mont Mollison où la surface supérieure des roches ignées pend abruptement vers le sud, et est presque concordant sous le calcaire bleu de la formation Ottertail. La limite supérieure suit cette couche de calcaire bleu jusqu'au pic Chancellor où la masse ignée se coince. En un endroit, à environ 800 pieds au-dessus de ce contact et au sud-est du pic Clauson, il y a un filon-couche de syénite néphélinique, d'environ 1000 pieds d'épaisseur, intercalé entre les couches de la formation Goodsir. Ce n'est seulement qu'une apophyse de la masse principale; elle a un affleurement limité le long de la direction du pendage et elle se coince latéralement. Les dykes sont assez limités en nombre et en étendue. Ils sont toujours très étroits et très intimement associés à la masse principale qu'ils recoupent dans toutes les directions, bien qu'on en ait trouvé quelques-uns dans la vallée Ottertail à plus de 5 milles du complexe. Nous avons trouvé quelques blocs erratiques de syénite à sodalite à l'extrémité supérieure de la vallée de la rivière Ice, trop au nord de la masse ignée pour dériver de ce complexe. Ils dérivent très probablement de dykes ou de veinules provenant de la masse principale.

La région couverte par cette roche intrusive est beaucoup

plus faible que celle qui paraît sur la carte géologique de Dawson. Celui-ci montre environ 35 milles carrés de roche ignée, mais son estimation était basée sur l'extension probable de la masse telle qu'indiquée par les blocs erratiques de la roche ignée qu'il avait trouvés dans les vallées environnantes. Il ajoute que "les gros blocs de diorite ou de syénite néphélinique dans la rivière semblent indiquer, soit que l'intrusion des roches de ce caractère, vues sur la rivière Ice, s'est étendue jusqu'à quelques-unes des sources du Vermilion, ou qu'une autre intrusion semblable existe dans les limites de ce bassin de drainage."[1] Ces blocs venaient de la syénite néphélinique qui affleure sur le côté est de la tête de la vallée du ruisseau Moose, entre la montagne Helmet et le mont Sharp. Il y a une partie de cette masse qui est située sur la ligne de partage des eaux de Vermilion. Dans le même rapport, page 124, B, Dawson dit "qu'il a trouvé des petits morceaux de la même roche dans la Kicking Horse en amont de l'embouchure de la Beaverfoot." Ces matériaux ont été entrainés de la tête du ruisseau Goodsir par la rivière Ottertail, et aussi du versant ouest du pic Chancellor. Nous avons trouvé plusieurs fragments à la tête du ruisseau Goodsir qui y furent transportés par le glacier Goodsir de son point de division avec le ruisseau Moose où la roche ignée affleure. Quelques fragments proviennent de veines qui coupent les sédiments sur le dos de la chaîne Ottertail. La planche XIII, B, montre comment le contact supérieur de la roche ignée (la partie noire sur la photographie) se prolonge un peu au delà du sommet de la crête, qui surplombe la Kicking Horse au pic Butwell et la crête au nord du pic Chancellor. Le bord nord-ouest du complexe vient à moins de 3 milles du chemin de fer Canadien du Pacifique directement à l'est de la "courbe Leanchoil," qui est à 2 milles à l'est de la gare Leanchoil. Sur la même page, 124B, Dawson dit encore "qu'il a trouvé quelques fragments bien arrondis de la même matière en 1883, dans la vallée Columbia-Kootenay au sud des lacs—les fragments se trouvent sur une terrasse à une certaine hauteur au-dessus du cours d'eau actuel." Il croit que ces fragments ont été charriés en cet endroit par la glace qui marchait vers le sud durant la période glaciaire.

[1] Dawson, G. M., Rap. ann., Com. géol. Canada, Vol. I, 1885, p. 120, B.

Le fait que les roches ignées sont si rares dans cette région fait qu'on remarque immédiatement le moindre caillou. L'auteur est à peu près certain que les limites maxima de cette masse sont représentées sur la carte géologique qui accompagne ce rapport, et de plus qu'il n'y a pas d'affleurement de roche ignée, qui ait une certaine importance, dans un rayon de 20 milles.

ÉTENDUE SUPPOSÉE PAR LES GISEMENTS DE MINERAIS.

L'existence d'un certain nombre de petits gisements en forme de veine dans la vallée Ottertail, dans la vallée Kicking Horse entre Field et le sommet, dans la vallée Porcupine, et au canyon inférieur de la Kicking Horse semble plaider fortement en faveur d'une plus grande extension latérale de la matière ignée qui n'affleure pas à la surface, mais qui a donné naissance à ces gisements de minerai. La mine Monarch au mont Stephen a mis à nu la plus grande de ces poches de minerai, et est située à 14 milles de l'affleurement le plus rapproché du complexe igné de la rivière Ice.

FORME DE LA MASSE INTRUSIVE.

CLASSIFICATION DE LA FORME DU COMPLEXE DE LA RIVIÈRE ICE.

Il n'y a pas que le bord de l'affleurement de ce complexe igné qui ait un contour irrégulier, comme on peut le voir sur la carte, mais la forme de la masse elle-même est irrégulière. Elle ressemble quelque peu à un laccolithe possédant des projections en forme de f ons-couches qui se prolongent respectivement jusqu'à 2 et 5 milles au nord-ouest et au nord, à partir du centre, et d'un autre coté comme une partie de la masse a été enlevée par l'érosion, il y a une partie du plancher de la chambre laccolithique qui affleure sur le coté et vers la tête de la vallée Sodalite. Il y a preuve que les roches sédimentaires qui servent de toit au complexe ont été soulevées en forme d'arche. On peut voir ce soulèvement dans les sections (E-F) (F-G) où les couches sédimentaires supérieures ont un pendage beaucoup plus prononcé que celles qui constituent le mur. Ceci est très remarquable dans le bras nord-ouest.

Si on appelle le massif igné un laccolithe, il est nettement asymétrique, comme on peut le voir dans les différentes coupes en travers. La coupe K-L montre que le laccolithe est très épais sur le côté nord du mont Mollison et qu'il s'amincit rapidement vers le nord. Le profil ressemble à celui du mont Marcellina par Cross dans les montagnes Elk du Colorado.[1] Le complexe de la rivière Ice diffère d'un vrai laccolithe en ce qu'il recoupe les sédiments dans toutes les directions. Même le long du contact supérieur, qui est assez régulier, les bancs de calcaire sont fréquemment traversés par la roche ignée.

Le bras nord-ouest à la manière d'un laccolithe ou d'un filon-couche, se coince peu à peu dans le calcaire au pic Chancellor; le bras nord d'un autre côté finit brusquement sur les flancs du pic Sentry et du mont Sharp sur le côté ouest de la vallée du ruisseau Moose.

Les faits suivants fournissent une autre preuve de la différence de forme qu'épouse la masse de celle d'un vrai laccolithe. Le fond du massif principal, vers sa limite nord, affleure dans la vallée Sodalite. La distance horizontale à partir de cet affleurement du fond jusqu'au point où le toit de la masse affleure à son extrémité sud au mont Mollison, est de presque 1 mille ¾, mais les sédiments les plus élevés qui affleurent au fond de la vallée Sodalite sont plus élevés en stratigraphie que ceux qui affleurent au toit au mont Mollison (Coupe G-H). Autrement dit, sur le côté nord de la partie principale du complexe, dans la vallée Sodalite, la roche ignée repose sur les couches sédimentaires qui forment aussi le toit de la masse intrusive au mont Mollison. Sous ce rapport, la masse ignée semblerait différer aussi bien d'un vrai laccolithe que d'un laccolithe asymétrique.

Le complexe occupe une superficie d'environ 6 milles carrés, entre le mont Mollison au sud, la vallée Sodalite au nord, la rivière Ice à l'ouest, et le versant ouest du ruisseau Moose, sous lequel le fond, s'il existe, n'affleure pas sur le terrain. Nous n'avons aucune preuve pour montrer qu'il existe un fond en dessous d'une grande partie de cette région. Il semble probable que la roche ignée a pénétré dans les sédiments et qu'elle

[1] Croos, W., C.G.É .U. 14e rapport ann. 1892-1893, p. 184.

les a soulevés jusqu'à un certain degré. Il y a une faille à faible déplacement qui coupe les sédiments du couvercle sur le versant ouest du mont Mollison. Elle a une direction N. 40°O., c'est-à-dire directement vers le massif igné, mais on ne peut pas la suivre dans le complexe igné. Il semble évident à l'auteur que c'est cette cassure qui a amené l'intrusion. Le magma est monté jusqu'au calcaire plus massif et alors il s'est répandu lentement vers le nord-ouest, en soulevant un peu le couvercle. La présence d'une couche plus tendre et plus argilacée dans le calcaire a permis au magma de séparer cette bande de calcaire, ce qu'il a fait en soulevant le couvercle et en lui donnant la forme d'un arche. Au nord et à l'est de la cheminée nourricière le magma a pénétré de force entre et à travers les couches. De sorte que faute de meilleure preuve nous croyons que dans la partie élargie de la "cornue," d'environ 6 milles carrés, le magma a pénétré à travers les strates, et que dans la majeure partie de la région le complexe n'a pas de fond. Sous ce rapport cette partie du complexe ressemble à un "stock."

Le plan du contact supérieur de la masse, du mont Mollison au pic Chancellor, est en général, concordant avec la stratification des sédiments qui la recouvrent. Dans le ruisseau Mollison les calcaires d'au-dessus ont 1540 pieds d'épaisseur, ce qui représente la presque totalité de l'épaisseur de cette formation, tandis que dans la chaine Chancellor, la partie calcaire qui forme le couvercle n'a que 700 pieds d'épaisseur, de sorte que sur une distance de 7 milles la roche ignée traverse 800 pieds. Ceci cependant n'empêcherait pas de classifier le massif comme un laccolithe. L'angle de pendage des couches dans le toit varie de 60 degrés à 85 degrés en s'éloignant de la masse ignée. En quelques endroits ce pendage devient vertical, ou il est même renversé, et alors il semble se diriger dans la masse irrégulière, mais ceci n'est que le produit d'un mouvement orogénique qui eut lieu après que la masse se fut partiellement refroidie. Nous discuterons ceci de nouveau dans le chapitre des relations structurelles. L'effet de métamorphisme qu'a produit la roche intrusive sur le couvercle est considérable et le métamorphisme de contact a agi jusqu'à un certain degré

sur une distance de 700 pieds à partir de ce contact supérieur, au moins dans quelques parties du couvercle.

Les relations de concordance du contact supérieur telles qu'elles se présentent dans d'autres parties du district disparaissant entièrement sur le versant nord-est du mont Mollison. La planche XIV montre comment l'affleurement de la bande de calcaire gris se coince au mont Mollison où elle représente la partie supérieure non recouverte d'un pli anticlinal serré.

Directement au-dessus de la bande de calcaire, les schistes siliceux, durs, s'altérant en rougeâtre, et appartenant à la formation Goodsir pendent vers le sud en s'écartant de la roche ignée, et en dessous du bord inférieur de la bande de calcaire les mêmes schistes durs sont très ondulés, broyés et émiettés, contre la roche ignée. Au delà du point où l'affleurement du calcaire se coince, au mont Mollison, il y a des schistes siliceux, denses s'altérant en rouge de la formation Goodsir, qui présentent les mêmes relations avec la masse ignée. En suivant la ligne de contact vers le nord, un point sur le versant du ruisseau Moose, à quelques centaines de pieds de l'endroit où le contact traverse la crête, les sédime[illegible] [illegible]oodsir sont moins émiettés et finalement ils tournent ve[illegible] [illegible] Buttress où ils plongent en dessous du bord de la masse [illegible] [illegible]régulière (au lieu de la recouvrir, comme auparavant). Grâce au pli anticlinal déjà mentionné qui a un profil presque renversé, les couches Goodsir, qui reposent sur le calcaire gris de la formation Ottertail, sont courbées pour former la base de la roche ignée qui s'amincit en ce point. La bordure depuis le mont Mollison jusqu'au pic Buttress, que nous venons de mentionner, forme la limite de la roche ignée au sud-est. Le contact de ce coin sud-est de la masse n'a pas pu être localisé avec précision. Les sédiments de bordure sont fracturés, tordus, et très métamorphisés. Il y a de nombreuses apophyses courtes, se terminant brusquement, formées de matière ignée et qui pénètrent dans la masse sédimentaire brisée en formant une frange irrégulière au massif intrusif.

Nous avons déja mentionné que, quel que soit le nom qu'on applique à sa forme, cette masse irrégulière a son épaisseur la plus grande sur le côté sud de la partie découverte, et elle s'amincit vers le nord et l'ouest. Une grande partie du bord aminci

a été détruite par l'érosion de la vallée de la rivière Ice et de ses tributaires, mais il reste encore une longue extension en forme de filon-couche sur le côté ouest de la vallée de la rivière Ice qui montre l'épaisseur de cette partie de la chambre laccolithique. Dans le cas du bras nord qui se termine brusquement au pic Sentry, la partie supérieure a été érodée et il ne reste plus que 300 pieds de roche ignée sur la crète de division entre la montagne Zinc et le mont Goodsir. Bien qu'il ne reste que 300 pieds de roche ignée sur la ligne de division à la tête de la vallée Zinc, cependant il y a un affleurement de 1800 pieds d'épaisseur, dans la montagne Zinc où la roche la plus élevée est une syénite néphélinique, et on croit que le bras qui part du complexe principal a eu une épaisseur aussi grande. Il y a une autre raison de croire que ce bras eut une grande épaisseur un jour. Nous avons déjà dit que le massif isolé de roche ignée affleurant sur le côté est de la vallée du ruisseau Moose à sa tête constitue une extension nord-est de la masse principale qui s'est isolée par l'érosion du complexe principal en creusant la vallée du ruisseau Moose. La distance entre la roche ignée de chaque côté de la vallée est d'environ 2½ milles, de sorte qu'il faut une couche assez épaisse pour couvrir cette distance. Il n'a pas été possible de déterminer l'épaisseur de cette masse ignée isolée entre la montagne Helmet et le mont Sharp, mais elle a au moins plusieurs centaines de pieds d'épaisseur et probablement plus de 1000 pieds.

Ce massif isolé a des relations semblables aux sédiments adjacents que celles que nous avons mentionnées au sujet du massif principal. Sur le côté nord des montagnes Helmet les sédiments supérieurs ont été courbés en arche par la masse intrusive. Le plancher sur lequel repose la roche ignée est bien exposé à l'est de la masse, sur le côté escarpé de la vallée Vermilion.

Le contour irrégulier du complexe et le manque de vrais caractères laccolithiques suggèrent la forme d'un chonolithe tel que décrit par Daly.[1] Sa forme asymétrique, avec un contact escarpé qui montre à divers degrés les relations de recoupage, et son amincissement dans la direction opposée avec des contacts

[1] Daly, R. A., "Classification des massifs intrusifs ignés." Jour. de Géol., Vol. 13, n° 6, 1905, p. 499.

généraux concordants, font ressembler cette forme de massif intrusif au "sphénolithe." Ce terme a été mentionné par Harker[1], décrit par Philippi,[2] et nommé par Burckhardt.[3]

On peut faire une plus ample comparaison avec d'autres formes de masses intrusives en examinant le bras nord-est. Le filon-couche à la montagne Garnet, sur le côté ouest de la rivière Ice, a plus de ¾ de mille d'épaisseur, tandis qu'à un mille au sud il a plus de 1 mille d'épaisseur. Les contacts supérieur et inférieur sont presque concordants avec la stratification du calcaire Ottertail, qui, comme on l'a dit plus haut, a été séparé par l'intrusion. Sur le côté opposé de la vallée de la rivière Ice sur une distance d'environ 2 milles, comme la structure de la vallée est un anticlinal, le calcaire forme une bande continue qui pend vers le pied du mont Goodsir, et il n'y a aucun signe de roche ignée sur le côté est de la vallée (section I-J). Ceci signifie que le filon-couche de roche ignée, qui a plus de 1 mille d'épaisseur sur le côté ouest de la vallée de la rivière Ice, se coince et disparaît sur une distance de moins de 3 milles. Le plissement eut lieu avant l'intrusion de sorte que la roche ignée a occupé le flanc du pli et probablement la crête. Une section de profile ressemblerait en quelque sorte au "phacolite" de Harker.[4]

CARACTÈRES LITHOLOGIQUES GÉNÉRAUX.

CARACTÈRES MACROSCOPIQUES.

Les diverses sortes de roches qui forment ce complexe igné ont des différences considérables tant dans leur composition minéralogique que dans leur aspect général. En couleur les types varient depuis une roche de couleur claire, dans laquelle les éléments foncés font presque entièrement défaut, qui constitue un type leucocrate, jusqu'à une roche noire dans laquelle il n'y a pas de minéraux clairs, et qui constitue un type mélanocrate.

La masse dans son ensemble est alcaline. Les divers types

[1] Harker, A., "Hist. Nat. des roches ignées," 1909 p. 71.
[2] Philippi, E., "Centralb fur. min. 1907, p. 456.
[3] Burckhardt, C., "Les masses éruptives intrusives et la formation des montagnes." Mexico. Mem. Soc. Ant. Alzate, Vol. 21, 1904.
[4] Harker, A. "Histoire Nat. des roches ignées," 1909, p. 77.

ainsi que leurs phases de transition forment une série complète entre deux extrêmes largement séparés. Une extrémité de la série, qui est la plus alcaline, est représentée par une syénite néphélinique grise ou gris verdâtre. Dans ce type normal les quantités relatives de feldspath et de néphéline varient, et avec la sodalite la roche devient une syénite à sodalite gris bleuâtre claire. À l'autre extrémité de la série il y a une jacupirangite. Cette roche est noire et ne contient aucun minéral clair. La distribution de ce type n'est pas aussi bien définie sur le terrain que la syénite néphélinique et elle passe à une pyroxénite quand le pyroxène devient le minéral essentiel et pratiquement l'unique minéral. Le type intermédiaire entre ces deux extrêmes est l'ijolite qui est essentiellement formée de néphéline et d'aegyrine-augite.

Il y a un contraste marqué sur le terrain entre ces trois types principaux, mais quand on introduit les nombreuses phases de transition, il n'y a aucune ligne de division nette et le complexe forme une série pétrographique continue. On a essayé de montrer la distribution superficielle des types clairs représentés par la syénite néphélinique et les types associés; les types intermédiaires représentés par l'ijolite, les urtites, et les autres types de transition; et les types ferro-magnésiens représentés par ces roches où les éléments clairs manquent ou ne sont que des minéraux accessoires, mais les limites de ces subdivisions sont très arbitraires.

La texture de la syénite néphélinique varie dans de grandes proportions. Normalement, la néphéline se présente en gros grains et la roche a une teinte verdâtre due aux cristaux vitreux de néphéline. Le feldspath est l'orthose et la microperthite et se présente souvent en longs cristaux de Carlsbad, dont quelques-uns ont ½ pouce de longueur. Dans quelques phases de ce type, les éléments ferro-magnésiens font presque entièrement défaut, mais dans l'ensemble de la série, il peut y avoir du pyroxène et de l'amphibole, qui varient tous deux en composition. En certains endroits le feldspath a un arrangement parallèle, et la roche s'appelle une foyaite. Vers le contact, la sodalite devient quelquefois un minéral essentiel et la roche est une syénite à sodalite ou une ditroïte, tandis qu'ailleurs la roche

est essentiellement formée de feldspath et elle devient une "tönsbergite."

En descendant dans la série, la quantité de feldspath décroit, tandis que celle de néphéline et des éléments colorés augmente. En quelques endroits la roche est essentiellement formée de néphéline et d'une petite quantité d'ægyrine et elle forme ainsi une urtite.

L'ijolite ou type intermédiaire, contient à peu près en égales quantités de la néphéline et des éléments colorés, surtout de l'aegyrine ou de l'aegyrine-augite. L'amphibole devient un élément essentiel dans certaines variétés. La distribution superficielle de ce type est plutôt mal définie. L'ijolite se rencontre soit en plages mal définies, ou en schlieren dans la syénite néphélinique. Il y a passage insensible entre les types leucocrates et mélanocrates.

Vers l'extrémité de la série, et dans les types mélanocrates extrêmes, les éléments clairs vont en décroissant et disparaissent finalement. Les variétés de roche sont surtout faites de différentes combinaisons de minéraux tels que le pyroxène, la magnétite, le sphène, et la schorlomite en diverses quantités.

Il n'est pas possible de faire la carte de la distribution d'aucune de ces variétés de roche car les superficies de chacune sont extrêmement mal définies, et elles passent insensiblement d'une variété à l'autre. Il y a aussi de nombreux "schlieren" dans les types mélanocrates et dans ceux de transition; la biotite forme souvent un élément essentiel dans de tels lambeaux, dans d'autres cas c'est le pyroxène ou le schlieren est une pegmatite essentiellement formée de feldspath, de néphéline et de pyroxène.

Les pegmatites constituent un caractère bien distinct dans le complexe, et elles sont intéressantes au point de vue lithologique. On les rencontre dans la masse tant dans les types leucocrates que dans les types mélanocrates, mais rarement dans les syénites normales à néphéline et à sodalite. Ce développement pegmatitique en quelques endroits ressemble à un dyke et dans de tels cas il recoupe généralement les types mélanocrates ou il remplit des fissures bien définies dans ces roches. Plus souvent les pegmatites se présentent en schlieren qui passent insensiblement à la roche plus fine encaissante. Dans quelques-unes de

ces masses irrégulières à très gros grains, ou "flammen," on a trouvé des cristaux de feldspath ayant 6 pouces de longueur et des cristaux d'aegyrine de 11 pouces de longueur à la montagne Garnet. Ces derniers rayonnent souvent à partir d'un centre unique. Dans d'autres endroits les cristaux de néphéline ou d'amphibole ou de pyroxène ont plusieurs pouces de longueur. Il semble que ces pegmatites ont la même nature que les veines contemporaines, et qu'elles sont comparables à celles qui sont si fréquentes autour des masses ou dans les masses plus acides.

Les nombreuses variétés de roche qui forment le complexe représentent une seule période d'intrusion contemporaine, mais dans chaque cas les types leucocrates, et surtout la syénite néphélinique, sont les roches les plus récentes, c'est-à-dire qu'elles ont cristallisé les dernières. Les apophyses en forme de dyke de syénite néphélinique recoupent les types mélanocrates qui furent certainement les premières roches à cristalliser. Ces dykes ont généralement une largeur et une longueur très irrégulière, ils se coincent brusquement, ou ils s'amincissent peu à peu. Ils contiennent quelquefois sur leurs bords des minéraux foncés appartenant aux roches mélanocrates qu'ils recoupent. À cause de leur résistance à l'érosion qui est plus grande que celle de la roche encaissante, ces dykes se tiennent en relief et forment des crêtes colorées sur les versants en talus des montagnes. Une autre preuve que les types leucocrates ont cristallisé les derniers se trouve dans les zones brèchées. Les fragments sont souvent anguleux et sont toujours formés de roche mélanocrate; ces fragments sont cimentés ensemble avec des matériaux leucocrates, qui sont généralement étroitement associés à la syénite néphélinique.

Les apophyses ne sont pas communes dans ce complexe, mais celles que l'on rencontre appartiennent à la syénite néphélinique et elles se sont enfoncées dans les sédiments supérieurs qui forment le couvercle du complexe intrusif. En certains endroits sur le versant nord du mont Mollison, il y a deux ou plus de ces apophyses qui entourent complètement un gros bloc de sédiments.

En plusieurs endroits le long du contact supérieur de la roche ignée avec les sédiments, surtout dans la chaîne au sud-

ouest du pic Chancellor, il y a des blocs de sédiments brisés du couvercle qui ont été enclavés dans le magma intrusif. La composition minérale de ces enclaves, évidemment, dépend surtout de leur composition originelle. La recristallisation a donné à ces fragments une apparence zonée parce que des minéraux secondaires comme la vésuvianite, le grenat, et le diopside se sont apparemment séparés en couches.

Le plus grand xénolithe que nous ayions vu sur le terrain, sauf un, avait environ 100 pieds de diamètre, d'autres semblent avoir été plus grands mais ils ont été séparés en plusieurs fragments plus petits par l'effet du chauffage différentiel produit par le magma intrusif. Il y a, comme on peut le voir sur la carte, un très grand xénolithe sur le versant sud de la crête Chancellor, au sud de la montagne Garnet. On ne peut pas définir les limites exactes de ce bloc sur tous ses côtés à cause de l'épais manteau de débris rocheux. Il a au moins ¾ de mille de longueur, il a un contour quelque peu lenticulaire, et dans sa partie la plus large il mesure 1250 pieds de bord en bord de l'affleurement. C'était originellement un bloc de calcaire pur venant du couvercle de la chambre, mais il a complètement recristallisé en gros cristaux de calcite. Les autres minéraux sont la wollastonite, le diopside, une petite proportion de feldspath, et un peu de magnétite. La calcite est tachetée de limonite de sorte que la roche apparaît rouge et s'altère en formant un talus brun. Nous donnerons les autres caractères lithologiques des roches de la zone de contact quand nous discuterons les relations de structure externes des divers types de roche.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES.

Afin d'éviter les répétitions, nous donnerons les caractères microscopiques détaillés dans la description de chaque type. En général on peut dire que l'association de certains minéraux forme une série continue depuis le type leucocrate le plus alcalin, jusqu'au type mélanocrate le moins alcalin. Dans les types leucocrates, le feldspath est l'élément minéral prédominant. Dans la plupart des cas le feldspath est une intercroissance perthitique d'orthose et d'albite ou d'oligoclase-albite, quoique souvent le feldspath potassique soit le microcline et moins

souvent l'anorthose forme le feldspath sodipotassique de la microperthite. Le feldspath a presque toujours la structure perthitique, bien que dans le type normal de syénite néphélinique on trouve quelquefois l'orthose séparée de la microperthite. Les feldspaths perthitiques ont souvent plusieurs millimètres de longueur, et au microscope ils présentent de bonnes macles de Carlsbad; quelquefois il y a un double plan de macle. On peut voir de nombreux cristaux Carlsbad à l'oeil nu. Un caractère commun de ces cristaux est d'être arrangés parallèlement les uns aux autres et ils donnent ainsi une texture foyaitique à la roche.

La néphéline n'est pas abondante dans les types normaux, tandis que dans les types plus alcalins quelques-uns des feldspaths sont remplacés par de la sodalite, formant ainsi une ditroïte, que l'on trouve toujours près du contact supérieur de la masse. D'un autre côté il y a d'autres faciès de contact de la syénite néphélinique qui se rapprochent beaucoup de la tönsbergite ou de la théralite, dans lesquels le feldspath andésine prédomine.

Dans les types leucocrates, les éléments ferro-magnésiens qui font presque entièrement défaut dans les types les plus alcalins, sont représentés par un pyroxène comme l'aegyrine et l'aegyrine-augite, et dans quelques roches par la hornblende basaltique ou la barkévicite comme accessoire.

Dans les types de transition, le feldspath diminue rapidement et devient seulement un élément accessoire dans les ijolites; il y a une augmentation correspondante dans la quantité de néphéline dans la roche, de sorte que l'urtite contient environ 60 pour cent de néphéline et le reste est surtout des éléments ferro-magnésiens. Le pyroxéne de ce groupe de roches est généralement riche en aegyrine, mais il y a un pyroxène typique, vert pâle, faiblement pléochroïque qui caractérise surtout les types de l'ijolite. Nous décrirons ces minéraux en détail dans un autre chapitre. Dans les roches de ce second groupe il est intéressant de noter que l'amphibole prédominante, quand elle est présente, est la barkévicite et non la hornblende basaltique que l'on rencontre dans les roches du premier groupe.

Quand il y a diminutiou en néphéline dans la roche et une augmentation correspondante en pyroxène, amphibole, et en

minerai de fer, la roche appartient au troisième groupe. Le principal type de ce groupe est la jacupirangite, qui représente l'extrémité de la série et le produit extrême de la différenciation. Il y a plusieurs types intermédiaires dont nous parlerons plus loin.

Au microscope on voit généralement que les roches de ce complexe igné sont remarquablement fraîches; tel est le cas même dans plusieurs échantillons pris à la surface immédiate.

En plus des minéraux que nous avons signalés dans ces roches il y en a plusieurs autres, et parmi ceux-ci le plus important est le sphène; il existe dans tous les types et il constitue un élément essentiel dans quelques roches. L'auteur a appelé "sphénétite" une roche qui contient environ 30 pour cent de sphène. Un autre minéral particulier de cette masse est la schorlomite, un grenat noir titanifère, ce minéral n'est pas abondant mais on le trouve rarement dans d'autres masses intrusives alcalines semblables. Elle existe dans le complexe de Magnet Cove, et il y a une variété semblable, l'iivaarite, dans une ijolite du mont Iiwaara, Finlande.[1]

En comparant la roche du complexe de la rivière Ice avec celles des autres masses alcalines, on remarque que le grenat, qui est un élément essentiel dans la borolanite de Cnoc-na-Sroine de Assynt[2], dans les syénites alcalines de Magnet Cove, Ark, [illegible]s les roches foyaite-théralite de Tasmanie[4], dans la syénite néphélinique d'Ontario,[5] et dans les syénites à corindon de la série Siwamalai dans l'Inde,[6] est presque totalement absent dans les types de la rivière Ice et il est remplacé par le sphène.

---

[1] Ramsay et Berghell, Geol. For. Forh. Stock., Vol. 12, 1891, p. 305.

[2] Shand, S. J. "Borolanite and its associates in" Trans. Soc. Géol. Edin., Vol. 9, 3e partie, 1901.

[3] Washington, H. S., "Complexe igné de Magnet Cove." Bull. C. G. A., Vol. II, 1890, p. 400..

[4] Paul, F. P., "Beitrage zur petrographischen kenntris einiger foyaitisch-therelithischen Gesteine aus Tasmanien."

[5] Adams, F. D., et Barlow A. E., Géologie des régions de Haliburton et Bancroft, Province d'Ontario." Com. géol. Can., Mémoire nº 6, 1910, p. 249.

[6] Holland, T. H., "La série Siwamalai de syénite éléithique et de syénites à corindon dans le district Coinbatore, Présidence Madras" Mém. Com. Géol. Indes., Vol. 30, 3e partie, 1901, p. 169.

CHAPITRE VIII.

COMPLEXE IGNÉ DE LA RIVIÈRE ICE: PÉTROLOGIE.

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES IGNÉS.

MÉTHODE DE SUBDIVISION DES FORMATIONS PÉTROGRAPHIQUES.

Si nous essayions de décrire en détail toutes les variations pétrographiques que l'on recontre dans cette formation de roches intrusives alcalines nous n'en finirions plus, car un des faits les plus caractéristiques de ce complex est de contenir des variations presque à l'infini. À l'oeil nu la roche ainsi que sa composition minéralogique change sur une distance d'un pied et même moins en certains cas. On comprendra facilement qu'avec une si grande multiplicité des types il était impossible de représenter sur une carte la place exacte de chaque type de roche. Les divers types de roches ont une parenté étroite les uns avec les autres et la série forme une "province pétrographie"[1] telle que définie par Judd dans son étude des roches ignées de Hongrie et de Bohême.

Bien que les roches de ce complexe aient une consanguinité marquée les unes avec les autres, cependant pour en faciliter

---

[1] Judd, J. W., Q.J.C.G. Londres, 1886, vol. 42, p. 54.

Il emploie cette expression pour désigner ces régions "où les roches, qui ont fait éruption durant une période déterminée, présentent des particularités marquées dans la composition minéralogique et dans la structure microscopique, servant à les distinguer immédiatement des roches qui appartiennent au même groupe général ayant pris naissance en même temps dans une autre province pétrographique." Avant cette date Vogelsang, en 1872, employait l'expression "geognostische Bezirka" pour exprimer la distinction en minéraux et en texture entre les roches ignées de différentes régions. H. Vogelsang: Zietschr, deut. geol. Gesell: Vol. 24, 1872, p. 525.

[2] Iddings, J. P., Bull. Soc. Phil. Washington, Vol. 12, 1892, pp. 128-144.

Il emploie le mot "consanguinité" pour exprimer la relation magmatique fondamentale qui existe entre des roches de même province pétrographique.

la description nous les diviserons en trois groupes; mais, nous devrons nous souvenir qu'il n'y a aucune limite arbitraire entre ces groupes ou même entre les divers types d'un même groupe. Ces subdivisions sont:—

1. Types leucocrates (types alcaliques): syénite à néphéline, à sodalite, etc.
2. Types de transition: ijolites, urtites, etc. (en partie des types mésocrates)[1]
3. Types mélanocrates: jacupirangite et autres types de roches noires.

TYPES LEUCOCRATES.

DISTRIBUTION.

La carte géologique montre la distribution générale des trois principaux groupes de roches dans ce complexe alcalin. Les types leucocrates forment la majeure partie du complexe et occupent une superficie d'environ 5½ milles carrés (14·3 km). En général on peut dire que les types de roches compris dans le premier groupe forment la partie sud du complexe où ils occupent la largeur totale du complexe entre le mont Mollison et a vallée Sodalite, une distance d'environ 2 milles. Leur limite vers l'est est marquée par la crête de division entre la tête du ruisseau Mollison et la vallée du ruisseau Moose, tandis que vers le nord-ouest ce type général va jusqu'à un point au delà de l'embouchure de la vallée Sodalite. Entre ces limites les roches appartiennent surtout au type leucocrate, quoique même dans cette superficie il y a plusieurs lambeaux irréguliers (flammen) de roche moins alcaline appartenant aux deux autres groupes. Dans le bras nord du complexe qui va

[1] Le terme "mésocrate" a été employé par Lacroix pour désigner ces types de roche dans lesquels il y a des éléments blancs et des éléments colorés à peu près en égales quantités; pour faire contraste aux types "leucocrates" de Brögger, dans lesquels les éléments clairs prédominent et sont en plus grande quantité que les éléments foncés, et aux types "mélanocrates" aussi de Brögger qui désignent les roches dans lesquelles le contraire est vrai, et où les éléments clairs peuvent faire totalement défaut. Référence: A. Lacroix. "Les Roches alcalines caractérisant la Province Pétrographique d'Ampasindava, Madagascar," Nouvelles Archives du Muséum, 4e Série, tome 1, 1902.

jusqu'au mont Goodsir, il y a un lambeau de syénite néphélinique sur le sommet de la montagne Zinc; il est plus alcalin au sommet et passe insensiblement vers le bas à une ijolite, et à une jacupirangite à la base. Cet arrangement avec les types basiques et les plus lourdes au fond est une preuve de différenciation par gravité.

Il vaut la peine de remarquer que, sauf en deux exceptions, les roches du premier groupe, qui sont plus alcalines, sont situées au sommet ou à la partie supérieure du laccolithe.

À la montagne Garnet il y a une prolongation nord-ouest de la masse principale, une syénite néphélinique qui repose directement sur le fond calcaire et sous les types moins alcalins et mélanocrates. Le contact entre la roche ignée et le calcaire est concordant et il est bien exposé sur le flanc est de la montagne Garnet. À cet endroit il y a une épaisseur de plus de 200 pieds de syénite néphélinique qui affleure entre le contact avec le calcaire et le sommet de la montagne Garnet. On ne peut pas déterminer sur le terrain la relation avec la roche mélanocrate d'au-dessus parce que les débris de roche couvrent la ligne entre ces deux groupes de roche, mais les deux variétés ne sont séparées que par un intervalle caché de quelques pieds, et le contraste entre la syénite grise et les roches mélanocrates noires d'au-dessus, est très frappant. Apparemment les variétés intermédiaires communes sont absentes et ceci prouverait que le massif de syénite néphélinique est une apophyse du massif principal de syénite néphélinique du sud. Si ceci est le cas, la liaison entre ces deux localités a été détruite par l'érosion de la vallée de la rivière Ice.

À l'est du massif principal, dans la région isolée entre le mont Sharp et la montagne Helmet, il y a un autre petit lambeau, d'environ ½ mille carré, qui appartient à ce groupe. La roche est une syénite néphélinique, et elle repose sur le calcaire Ottertail, tandis qu'à l'ouest, vers la tête du ruisseau Moose et au sommet du mont Sharp, les roches appartiennent au second et surtout au troisième groupe.

VARIÉTÉS PRÉSENTES.

La syénite néphélinique est de beaucoup la plus abondante

et la plus essentielle dans ce premier groupe leucocrate. On a déterminé au microscope un certain nombre d'autres variétés, mais ce sont toutes des faciès de variation de la syénite néphélinique. Ce sont:—

La ditroite (syénite à sodalite).
La tawite.
La syénite à cancrinite.
La syénite à hydronéphéline.
La miascite.
La covite.
La borolanite.
La hédrumite.
La théralite.
La laurvikite.
La tönsbergite.

La plupart de ces variétés sont associées en quelque sorte aux contacts du complexe. En plus des variétés que nous venons de nommer il y a souvent des massifs pegmatitiques et des ségrégations basiques.

CARACTÈRES MACROSCOPIQUES.

Syénite néphélinique, syénite à sodalite, etc.

La roche qui a été prise comme type représentatif des syénites néphéliniques est à gros grains et de couleur gris verdâtre, ayant une apparence pommelée grâce à la présence du pyroxène et de l'amphibole. Ces deux minéraux sont foncés et difficiles à distinguer l'un de l'autre, la hornblende a souvent des faces de clivage noires et brillantes. Les éléments noirs forment environ 10 pour cent de la roche. Il y a deux feldspaths, la perthite et l'orthose, la première prédomine. L'orthose se présente généralement en cristaux rectangulaires allongés présentant souvent la macle de Carlsbad. La néphéline se présente en grains verdâtres avec éclat vitreux. Le sphène, la magnétite, et quelquefois la biotite, sont les seuls autres minéraux que l'on peut reconnaître à l'oeil nu. Ce type représentatif se trouve sur la crête au sud de la vallée Sodalite (planche XV).

Il est un fait remarquable du complexe et qu'il faut bien

comprendre, c'est que la syénite néphélinique n'est pas la même sur toute une grande superficie, mais qu'elle varie en texture et en composition minérale sur une distance de quelques pieds, de sorte qu'il est difficile d'avoir deux échantillons qui ont exactement la même apparence.

Dans le type représentatif, les grands cristaux allongés d'orthose donnent à la roche une apparence porphyritique. Quelques-uns de ces cristaux ont 1½ pouce de long et ½ de pouce de large, ils sont souvent arrangés parallèlement de sorte que la roche a une texture foyaïtique. Dans d'autres cas où la syénite néphélinique est à grains plus gros, des cristaux noirs d'amphibole, ayant quelque fois ½ pouce de longueur et un contour idiomorphe, donnent à la roche une apparence pommelée. Dans quelques cas, la néphéline et le feldspath sont en intercroissance poecilitique dans de grands cristaux d'amphibole qui ont quelquefois ½ pouce de longueur. De telles variations semblent plus communes vers le toit du complexe.

En divers endroits près du contact supérieur de la syénite néphélinique avec les sédiments, la sodalite apparaît comme élément essentiel de la roche. Un des plus beaux affleurements de cette syénite à sodalite se trouve au fond de la vallée du ruisseau Mollison au point où ce cours d'eau coupe le contact de la syénite alcaline avec les sédiments supérieurs. À ce point on a ouvert un petit prospect qui montre comment la sodalite est intimement associée au contact. Une autre localité à syénite à sodalite, aussi sur le contact supérieur du complexe, se trouve à environ ½ mille au sud du premier grand ruisseau qui se jette dans la rivière Ice sur le côté ouest de la vallée. La sodalite a une belle couleur bleue et on la trouve soit à l'état d'élément essentiel dans la roche ou à l'état de veines presque pures. On trouve des veines minces de ce minéral ayant plusieurs verges et pénétrant la syénite alcaline, et on trouve aussi des petits filonets dans les sédiments d'au-dessus jusqu'à au moins 20 yards du contact.

La syénite à sodalite est à gros grains et dans la plupart des cas elle ne contient pas d'éléments foncés. Le minéral ferromagnésien, quand il existe, est un pyroxène vert. La présence de la sodalite foncée comme minéral constituant, donne

à la roche un bel aspect décoratif après polisage. On a exposé de cette matière à la lumière du jours dans le laboratoire pendant un an et demi, et sa couleur ne semble pas avoir changé.

Les veines de sodalite sont irréguliè[illegible] longueur et elles sont souvent sub-parallèles, comme le [illegible] la planche XVI, B, qui est une photographie d'un écha[illegible] poli. Les veines s'amincissent graduellement ou elles s'arrê[illegible] brusquement dans un certain nombre de veines plus petites. La photographie montre quatre de ces veines. Il y a quelques grains de pyrite et une assez grande quantité de cancrinite brunâtre ou rosâtre dans les veines. La présence de ces minéraux ôte de la valeur à la roche comme pierre décorative.

Les veines de sodalite le long du contact et les filonnets minces dans les sédiments encaissants ont une origine pr[illegible]matolytique et ont pris naissance après que la roche alcaline se fut assez refroidie pour se fracturer. D'un autre côté la syénite à sodalite représente les produits de différenciation extrêmes alcalins dans la masse. On la trouve au contact supérieur parce qu'elle est plus légère que toute autre roche, et par conséquent elle s'est concentrée au toit du laccolithe. La densité de la syénite à sodalite est de 2·455, tandis que celle d'un type ordinaire de syénite néphélinique est de 2·605 à 2·697. Dans une autre partie de cette publication nous donnons un tableau des densités des divers types d'après les trois grandes subdivisions du complexe, ainsi que celles de quelques-uns des sédiments encaissants.

La grandeur de ces gisements de syénite à sodalite n'a pu être déterminée dans aucune des localités mentionnées. Dans d'autres parties de la masse ignée on trouve des veines de sodalite dans la syénite, et on trouve des blocs dans la vallée Sodalite et dans la vallée du ruisseau Moose. À un endroit dans la vallée Sodalite on a trouvé une veine dans la syénite qui était formée de sodalite dans une pâte verdâtre, qui a été déterminée comme étant des aiguilles d'aegyrine avec de la sodalite incolore et de la cancrinite.

On a trouvé un bloc de 6 pouces de sodalite presque pure et de cancrinite près de la tête de la vallée de la rivière Ice. Comme ce bloc ne pouvait pas provenir du complexe principal,

sa présence fait supposer que la sodalite ne se présente pas toujours directement en contact avec la roche ignée. Elle provient évidemment d'une grande veine ou d'une ségrégation. On a aussi trouvé d'autres fragments de sodalite sur le front sud du glacier Hanbury, ainsi que parmi les détritus morainiques au front d'un glacier à la tête du ruisseau Goodsir. Les situations de ces blocs font supposer qu'ils viennent de veines recoupant les sédiments sur le dos de la chaîne Ottertail et qu'ils ont probablement pour origine première un autre réservoir plus profond qui n'affleure pas à la surface. La présence suppose de telles veines dans l'escarpement Ottertail, à plus de 5 milles de l'affleurement le plus rapproché du complexe alcalin, ainsi que la présence de diverses veines de minerai dans la vallée Ottertail et ailleurs dans ce district, semble supporter l'hypothèse qu'il y a un réservoir à une beaucoup plus grande profondeur et qui s'étend beaucoup plus en largeur que celui du complexe de la rivière Ice.

Les variétés les plus grossières de syénite alcalines s'altèrent en prenant une surface rugueuse et graveleuse, et elles s'émiettent en donnant un sable à grains anguleux et grossiers. Quand la roche est fracturée, ce qui arrive souvent, les blocs anguleux s'arrondissent sur les coins et les arètes, et ils prennent l'apparence de cailloux roulés. Ils est souvent difficile de distinguer la syénite alcaline des sédiments supérieurs sur les surfaces altérées par les agents atmosphériques.

Des apophyses de syénite néphélinique se sont introduites dans le couvert du laccolithe. Elles ne sont pas nombreuses et on les trouve surtout sur le versant nord du mont Mollison. Il y a deux masses en forme de filon-couche qui recoupent les sédiments supérieurs près de l'extrémité sud-est de la crête Chancellor—la plus grosse a 100 pieds d'épaisseur—mais on n'a pas pu retracer leur dimensions superficielles. Dans un de ces filons-couches et dans un petit dyke plus au nord dans la même crête il y a de longues aiguilles minces d'aegyrine. Le dyke a 6 pouces de largeur et quelques-unes des aiguilles d'aegyrine ont 4 pouces de longueur et $\frac{1}{4}$ de pouce de largeur. Elles sont perpendiculaires aux murs du dyke, ce qui laisse supposer qu'elles se sont formées pendant que le magma était encore à l'état fluide. Ces deux roches sont caractérisées par la présence

d'un minéral rosâtre qui est la piedmontite, une épidote monoclinique. Ce minéral se distingue facilement au microscope par son fort pléochroisme qui est caractéristique de ce minéral.

Il y a une autre apophyse en forme de filon-couche partant de l'extrémité du bras nord du complexe. Elle recoupe la base du pic Sentry sur une longueur d'au moins 1,000 pieds sur l'affleurement. Cette apophyse peut être considérée comme une arète mince du complexe laccolithique qui s'étendait à l'origine en travers de la vallée du ruisseau Moose.

On a déjà dit que le complexe entier représentait une seule intrusion contemporaine, mais dans chaque cas la roche la plus alcaline s'est solidifiée la dernière. Une grande partie de la syénite néphélinique est restée à l'état fluide après que les types mésocrates et mélanocrates se furent refroidis au delà de leur point de solidification. Le bouleversement orogénique eut lieu après que la masse ignée eut atteint un état plastique ou semi-plastique et la matière qui s'était alors solidifiée se brisa et les fragments furent cimentés avec le magma fluide résiduel. Les fragments dans la brèche sont généralement de la roche noire ou mélanocrate, tandis que le ciment est de la syénite néphélinique ou d'autre syénite alcaline. Dans chaque cas on a une preuve que les variétés de roche les plus foncées se sont solidifiées les premières.

Dans quelques cas une roche mésocrate ou plus claire forme les fragments, mais le ciment est toujours plus alcalin et plus clair. La planche XVI, A, montre un échantillon de cette brèche, dans laquelle les fragments sont de l'ijolite à hornblende et le ciment de la syénite néphélinique à grains fins. Les fragments montrés sur cette planche sont des parties d'un même bloc qui s'est broyé par échauffement différentiel, et il est possible de reconstituer ce bloc avec les divers petits fragments. Sur le terrain nous avons remarqué qu'un grand nombre de fragments rectangulaires avaient devié autour d'un axe général le long duquel la pression ou un léger mouvement dans le magma était plus fort. Cet échantillon illustre le même fait, et il semble possible, au moins dans quelques cas, de déterminer par l'étude de ces brèches dans quelle direction le magma marchait quand la brèche s'est formée.

Le fait le plus caractéristique qui prouve que la partie la plus alcaline de ce magma est restée plus longtemps à l'état fondu, est la présence commune des apophyses ou des masses en forme de dyke qui recoupent les types les plus foncés. Les dykes varient en largeur depuis quelques pouces jusqu'à 40 ou 50 pieds. Ils sont irréguliers et ils peuvent se coincer sur une distance de quelques pieds. Ils sont abondants le long de la crête entre le mont Mollison et le mont Goodsir, ainsi que dans la partie détachée du complexe sur le côté est de la vallée du ruisseau Moose.

Pegmatites.

Intimement associées aux roches de ces trois groupes, mais surtout aux types mésocrates et mélanocrates, il y a plusieurs phases anormales qui sont équivalentes des phases pegmatitiques des types ordinaires. Ces phases semblent se présenter soit comme dykes ou comme "Schlieren" de grandeur irrégulière. Le contact de ces pegmatites avec la roche mère est quelquefois très net, mais dans d'autres cas la pegmatite passe insensiblement à la roche encaissante. Ces pegmatites se rapprochent plus en composition du magma alcalin. Celles que l'on trouve dans ou près de la syénite néphélinique sont de couleur plus claire et sont plus alcalines que celles que l'on rencontre dans les roches foncées. La composition varie en différentes localités, mais on peut dire que les pegmatites sont surtout formés d'aegyrine, de feldspath (l'albite et l'orthose), de néphéline, et de sodalite, tandis que les minéraux ascessoires sont la schorlomite, la hornblende, la biotite, le corindon, et le disthène.

Une des masses irrégulières de pegmatite que l'on trouve près du sommet de la montagne Garnet est formée de grands cristaux allongés et minces d'aegyrine vert foncé et de feldspath orthose. Quelques cristaux ont trois pouces de longueur et un pouce de largeur. Le plus gros cristal de pyroxène que nous ayions vu avait 11 pouces de longueur, et $\frac{1}{3}$ à $\frac{1}{2}$ pouce de largeur, mais les cristaux de 3 à 4 pouces de longueur et d'un demi pouce de largeur sont très communs. Les cristaux d'aegyrine se rencontrent souvent groupés en rosettes, fait caractéristique des syénite néphéliniques pegmatitiques riches

en aegyrine. Le feldspath a deux clivages parfaits presque à 90 degrés. En examinant des fragments broyés dans des liquides d'indices de réfraction différents nous avons déterminé le feldspath comme étant de l'orthose; un rayon est inférieur à 1·523, tandis que l'autre a un indice plus élevé. Le feldspath s'altère en blanc ou en rose; dans quelques cristaux cette kaolinisation commence sur le bord extérieur, tandis que dans d'autres elle commence près du centre.

Il y a une autre variété de pegmatite qui est formée presque entièrement de feldspath perthitique. Quelques cristaux ont moins de 8 pouces de longueur et ils ont deux bons clivages, et un autre moins bon. Ces grands cristaux sont quelquefois en intercroissance et ils présentent des formes irrégulières sur le face de clivage. Dans cette pegmatite il y a quelques petits cristaux de corindon visibles, ainsi que de la néphéline et de l'aegyrine accessoire.

On trouve un autre type de pegmatite sur le versant ouest de la montagne Garnet. Elle est formée essentiellement de néphéline et de pyroxène. Les cristaux de néphéline ont rarement plus d'un pouce de diamètre. Ils ont toujours une apparence rose pommelée et grise due à un commencement d'altération. Au microscope on voit que la néphéline est très altérée en hydronéphéline et en petites ségrégations brunâtres qui sont probablement de la gieseckite. Ces produits d'altération donnent à la roche une teinte rosâtre. Il y a des grains anguleux de calcite dans les interstices des autres minéraux. Nous discuterons dans un autre chapître les possibilités que la calcite soit un élément primaire de la roche. Le pyroxène se présente en cristaux courts, les plus gros ont deux pouces de longueur par un pouce de largeur, mais en moyenne ils sont beaucoup plus petits que cela. C'est de l'aegyrine-augite avec un pléochroisme vert clair, et qui montre un bon plan de séparation basale. Les bords extérieurs de ces cristaux de pyroxène renferment quelquefois de petits grains idiomorphes de néphéline; ceci prouve que le pyroxène est resté à l'état fondu plus longtemps que la néphéline. La néphéline s'altère plus facilement que le pyroxène de sorte que la surface du pyroxène est criblée de trous. Les minéraux accessoires sont le feldspath, la schor-

lomite, le corindon, et le disthène. On trouve des petites cavités dans quelques-unes de ces pegmatites, et quelquefois elles sont tapissées de cristaux de néphéline.

Ségrégations basiques.

Les ségrégations basiques ne sont pas nombreuses mais on les trouve n'importe où dans la région à syénite néphélinique. Ces masses sont grossièrement sphéroïdales ou ellipsoïdales et leurs dimensions varient depuis une fraction de pouce jusqu'à plusieurs pieds de diamètre. Elles sont plus foncées que la roche encaissante et sont formées surtout de minéraux ferromagnésiens; on trouve rarement le sphène, la néphéline, et le feldspath. Il est à remarquer qu'il n'y a pas eu appauvrissement en bisilicates dans la roche immédiatement voisine. Il n'y a pas de contacts nets entre les ségrégations et la syénite, quoique la transition soit souvent brusque. Dans plusieurs cas ces ségrégations sont quelque peu anguleuses et peuvent représenter des fragments basiques étrangers qui ont été arrondis par le magna encaissant. Dans de tels cas le contact est plus distinct et souvent la syénite néphélinique paraît avoir coulé autour du nodule foncé. Il est difficile de toujours distinguer entre un fragment en inclusion et une ségrégation.

On a trouvé quelques nodules basiques dans le type mélanocrate, mais ils ne sont pas aussi communs que dans les roches plus alcalines. Quelques-uns de ces fragments ressemblent à des bombes. Un de ces fragments, provenant de la crête de division entre la montagne Zinc et le pic Sentry a trois pouces de diamètre, il a une densité de 2·919, et il est formé de biotite et de pyroxène.

Il semble probable que si les ségrégations s'étaient formées nendant que le magma était encore en mouvement il y aurait des structures de coulée plus évidentes. Les nodules semblent s'être formés dans le magma après qu'il eut atteint l'état de repos. Ces nodules basiques qui ont des lignes de coulée autour d'eux sont probablement des inclusions qui se sont détachées des types mélanocrates cristallisés les premiers.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES DES ÉLÉMENTS ESSENTIELS.

La composition minéralogique des roches de ce groupe varie

entre de grandes limites. Quelques types sont beaucoup plus alcalins que d'autres. En général on peut dire que les roches leucocrates sont essentiellement formées de feldspath, de néphéline, de sodalite, de pyroxène alcalin, et d'amphibole alumineuse.

Feldspath.

Les feldspaths sont représentés par plusieurs variétés, mais en composition ils sont surtout alcalins et vont de l'orthose à l'albite-oligoclase (Ab 85–An 15). Dans quelques types de roche, surtout dans ceux que l'on rencontre sur la bordure du complexe, il y a un feldspath calcosodique. La variété la plus calcique est l'andésine, et on l'a déterminée comme étant Ab 55–An 45; on la trouve dans les types théralitiques. Le feldspath le plus important et de beaucoup le plus abondant dans le complexe est la microperthite, formée d'une intercroissance d'albite et d'orthose ou de microcline. L'intercroissance d'oligoclase-albite, avec orthose, microcline, ou anorthose est beaucoup moins abondante. Souvent on rencontre quelques feldspaths dans la roche à l'état d'individus séparés, et on en rencontre aussi autant en intercroissance. Ceci fait supposer que quand ces deux feldspaths se formaient l'un à coté de l'autre ils formaient un mélange isomorphe. Le fait que dans la même coupe de roche on trouve ensemble par exemple, l'orthose et l'albite en cristaux individuels et en intercroissances perthitiques, ne signifie pas nécessairement qu'il y a eu deux périodes de cristallisation.

Dans l'une des roches, une théralite, le feldspath principal est une andésine, (Ab 55–An 45) et se présente en grains irréguliers et anguleux bien striés, et est souvent entourée d'une bordure de microcline microperthite. Cette association d'un centre plagioclase avec une bordure perthitique de deux autres feldspaths, n'est pas rare.

L'orthose se présente souvent en grains individuels limpides, tandis que le reste du feldspath dans la roche est de la perthite. On ne peut distinguer laquelle des variétés est la forme la plus ancienne.

Les intercroissances perthitiques du feldspath ont des aspects variables. Dans quelques cas il semble y avoir inter-

croissances de trois feldspaths. Barlow dit que quelques pegmatites à syénite néphélinique provenant de ce complexe sont formées "surtout de microperthite (souvent de trois feldspaths, l'orthose, le microcline, et l'albite) avec des quantités variables de sodalite, de néphéline et d'ægirine"[1] Nous n'avons pas trouvé de preuve de l'existence de cette triple intercroissance. Dans les coupes minces que nous avons examinées et où il semble y avoir de telles intercroissances, il semble probable que c'est une intercroissance de microcline et d'albite seulement. Il semble que le microcline ne présente pas toujours la structure quadrillée et que dans quelques cas elle n'est pas mâclée, ou si elle est mâclée elle ne l'est que d'après la loi de l'albite. Brögger signale la présence de microcline où il n'y a pas de structure quadrillée et il l'appelle "moiré-microcline." Le Dr. Warren a trouvé que le moiré-microcline est un feldspath abondant dans les granites de Quincy, Mass.[2] On pourrait facilement prendre une intercroissance d'albite et de microcline montrant en certains endroits une structure quadrillée et en d'autres n'ayant pas cette structure pour une intercroissance de trois feldspaths.

La texture des intercroissances perthitiques est variable; elle est généralement microscopique et rarement macroscopique. Les veinules d'albite sont souvent si minces qu'elles deviennent cryptoperthitiques. Les lentilles d'albite sont généralement parallèles à la zone de l'orthopinacoïde, mais quelquefois l'intercroissance est en travers de cette zone.

Dans une roche au moins il y a une intercroissance d'orthose et de néphéline. Le dernier minéral ne se présente pas en lentilles comme l'albite, mais en couches irrégulières. Dans la même roche il y a une intercroissance ressemblant à des empreintes de doigts. (Planche XVII, B). Dans quelques cas le centre du cristal est limpide et la bordure est trouble. Ce centre est très limpide, il a un indice plus faible que la néphéline, il

---

[1] Barlow, A. E., "Roches néphéliniques de la rivière Ice, C.B." Naturaliste d'Ottawa, Juin, 1902, p. 73.

[2] Warren, C. H. et C. Palache. "Les pegmatites du granite à riebeckite et à aegyrine de Quincy, Mass." . Arts et Sci. Amer. Vol. 47, n° 4, 1911, p. 149.

est optiquement négatif, et c'est probablement un orthose sodique.

Néphéline.

Ce minéral se présente en quantité variable et sous des aspects différents dans ces roches. Elle n'est pas abondante dans la syénite néphélinique normale, mais la teneur augmente à mesure que la roche se rapproche d'une ijolite en composition. Dans le premier cas elle se présente en grains plus ou moins arrondis et irréguliers. Quand la néphéline est abondante ou qu'elle prédomine sur le feldspath, elle se présente sous forme de cristaux euhédraux de contour anguleux. La forme que prend la néphéline, de même que certains minéraux essentiels, dépend surtout du percentage de la néphéline dans la roche. Le minéral quand il est très abondant a probablement cristallisé avant les autres, sauf dans le cas de certains minéraux accessoires. La néphéline est généralement assez fraîche; en s'altérant elle produit le plus souvent de l'hydronéphéline et de la cancrinite; les autres produits d'altérations sont la thomsonite, les sodalites et la gieseckite.

Dans les variétés riches en soude, la néphéline contient de nombreuses petites aiguilles, quelquefois de la dimension de microlites. Ce sont généralement des aiguilles d'aegyrine. Les autres inclusions que nous avons déterminées dans la néphéline sont l'apatite et le rosenbuschite.

Sodalite.

Ce minéral est décrit en totalité dans le chapitre sur la minéralogie des roches, de sorte que nous ne le répèterons pas ici. Dans les types leucocrates, la sodalite se présente généralement en interstices ou en veines autour des autres minéraux; ceci fait supposer qu'elle a une origine pneumatolytique.

Pyroxène.

Ce minéral varie en composition dans les différents types dans le groupe mais il est essentiellement alcalin. Il varie de l'aegyrine à l'aegyrine-augite, et il a toujours un aspect verdâtre.

A[illegible]hibole.

L'amphibole essentielle est [illegible] barkévicite. Elle est noire et brillante dans les cristaux mé[illegible]piques, et elle prend souvent la forme de grands crista[illegible]itiques. Quelques-uns ont presque un pouce de [illegible] [illegible]es chadacristaux peuvent être de la néphéline, du [illegible] tout autre minéral constituant de la roche. La [illegible] basaltique est aussi présente dans quelques-unes [illegible] [illegible]nais elle ne forme pas de cristaux poecilitiques. On trou[illegible] [illegible]ans une autre partie de cet ouvrage une description [illegible]

MINÉRAU[illegible] ACC[illegible]S.

D'autres minéraux que nous avo[illegible] [illegible]terminés dans les roches de ce groupe ne se pr[illegible]ente qu[illegible] l'é[illegible]t d'éléments accessoires. On en trouvera une description d[illegible]s la partie du rapport qui traite de la minéralogie, et en voici une liste: sphène, cancrinite, hydronéphéline, nosélite, calcite, thomsonite, fluorine grenat, mél[illegible]nite, zircon, astrophyllite, disthène, apatite, spinel, corindon, zoisite, épidote, laumontite, piedmontite, rosenbuschite, ilménite pérovskite, et magnétite.

PÉTROGRAPHIE DE LA SYÉNITE NÉPHÉLINIQUE.

Au microscope la syénite néphélinique est hypidiomorphe et inéquigranulaire. La roche est assez fraîche et elle contient surtout de l'orthose et de l'albite, et une petite quantité de néphéline et une petite quantité de pyroxène et d'amphibole, ainsi qu'un peu de magnétite, d'apatite, de sodalite, et d'autres minéraux accessoires. L'orthose se présente généralement en longs cristaux étroits dont la plupart sont maclés Carlsbad, ou ils forment des intercroissances microperthitiques avec de l'albite. Le microcline est présent, mais il ne forme pas un élément essentiel. Quelques cristaux d'orthose sont doublement maclés et sont altérés sur le bord de la matière albite. Dans quelques cas les grands cristaux de microperthite sont courbes, et dans un cas le cristal d'albite était fortement plié.

La néphéline se présente en grains subhédraux, son contour anguleux ou polygonal est très caractéristique. On remarque

quelques lignes irrégulières de clivage. Dans cette roche la néphéline n'a pas d'inclusions, bien que dans d'autres variétés les aiguilles d'aegyrine soient nombreuses. Ce minéral est très frais et son principal produit d'altération est la cancrinite qui apparaît la première entre les grains de néphéline. Dans une des coupes nous avons observé quelques formes cubiques qui sont peut être des inclusions liquides.

Le pyroxène est surtout de l'aegyrine-augite un peu verdâtre, et légèrement pléochroïque. L'absorption est a > b > c, vert foncé, vert jaunâtre clair, et vert d'herbe. L'extinction sur c est 35 degrés à 45 degrés. Dans quelques variétés de la roche le pyroxène est entièrement de l'aegyrine avec une extinction de 5 degrés sur c.

L'amphibole est présente en quantité subordonnée. Il y en a deux variétés, la barkévicite et la hornblende basaltique. La première est la plus abondante; elle est brun verdâtre foncé, fortement pléochroique, avec une absorption prononcée c > b > a, vert foncé à noir, jaune brunâtre foncé, et brun jaunâtre clair. Cette variété est très souvent mâclée. Extinction c $\wedge$ c = 10 degrés à 15 degrés. Elle est généralement assez fraiche ou elle a une bordure verdâtre claire. La barkévicite est très souvent maclée.

Dans quelques cas la barkévicite forme des cristaux poecilitiques dans lesquels les chadacristaux sont de la néphéline et du sphène.

La hornblende basaltique est moins abondante, elle est caractérisée par une couleur vert claire et est moins pléochroïque. L'absorption varie depuis le vert olive au vert jaunâtre et elle est déterminée par c > b > a. L'extinction de c $\wedge$ C = 12 degrés à 18 degrés.

Le sphène est abondant et se présente en cristaux de forme euhédrale; plusieurs grains ont de bons plans de clivage presmatique et ils ont la forme de coin. Ce minéral est incolore, rose rougeâtre, ou bien bronzé, et il a souvent une absorption marquée déterminée par c > b > a, presque chaque type de roche dans ce complexe. Dans quelques-uns des types mélanocrates il forme un élément essentiel de la roche.

L'apatite est peu abondante et elle manque complètement

dans quelques types. Elle a toujours une tendance à former des grains idiomorphes. La sodalite, quand elle existe se présente toujours en interstices entre les autres minéraux, ce qui fait supposer qu'elle a une origine pneumatolytique. La biotite et la perovskite sont rares ou absentes. La calcite et la cancrinite sont secondaires. Les autres accessoires sont des petites grains et cristaux de zircon, de mélanite, d'almandin, de corindon, et de magnétite.

L'analyse chimique suivante d'un type normal de syénite néphélinique a été faite par M. F. Connor au laboratoire de la Division des Mines du Ministère des Mines d'Ottawa. Le tableau contient aussi des analyses de roches provenant d'autres localités pour la comparaison.

	1	2	3	4	5	Moyenne. 6
SiO_2	53·42	53·76	51·58	53·71	53·13	54·63
Al_2O_3	21·04	23·21	19·40	21·82	24·87	19·89
Fe_2O_3	1·74	1·27	4·26	0·78	2·25	3·37
FeO........	2·83	3·18	5·25	2·74	1·40	2·20
MgO	0·61	0·23	0·49	0·56	.....	0·87
CaO	2·88	2·94	3·64	1·90	2·68	2·51
Na_2O	7·80	6·97	7·49	8·52	5·56	8·26
K_2O	7·48	7·01	4·23	7·07	7·26	5·46
H_2O (−)	0·04 }	1·71	0·27	2·27	{ 0·36 }	1·35
H_2O (+)	0·76 }				{ 1·05 }	
CO_2	0·43	....	1·53	....	....	....
TiO_2........	0·60	....	0·35	1·03	0·60	0·86
P_2O_5	0·10	tr	0·15	....	....	0·25
MnO	0·07	....	0·20	0·19	....	0·35
Cl.........	0·10	....	....	....	....	....
SO_3	0·06	....	....	....	....	....
S	tr.	....	....	....	....	....
	99·96	100·34	99·59	100·59	99·16	100·00
Densité	2·609		2·618			2·600

1. Syénite néphélinique, Rivière Ice, Colombie britannique.
2. Tinguaïte porphyre, Magnet Cove, Arkansas.[1]

[1] H. S. Washington. "Analyses chimiques des roches." C.G.É.U. Prof. Paper n° 14, 1904.

3. Syénite néphélinique, Bancroft, Ontario.[1]

4. Foyaïte à pyroxène, Cerro de Posada, Picota, Monchique.[2]

5. Syénite néphélinique, Lac Borolan. Écosse.[3]

6. Moyenne de 43 analyses de syénite néphélinique, R. A. Daly.[4]

Le calcul du norm selon la méthode de Cross, Iddings, Washington et Pirsson, donne les pourcentages suivants des différents éléments:—

Orthose	44·48	pour cent	Salic 87·17
Albite	12·05	« «	
Néphéline	29·25	« «	
Anorthite	1·39	« «	
Diopside	7·98	« «	Femic 12·05
Magnétite	2·55	« «	
Ilménite	1·22	« «	
Apatite	0·30	« «	
Calcite	0·90	« «	
	100·12		
Eau	0·80		
	100·92		

[1] F. D. Adams et A. E. Barlow. "Géologie des régions Haliburton et Bancroft, Ontario." Com. géol. Canada, Mémoire nº 6, 1910, p. 264.

[2] H. Rosenbusch, Elem der Gesteinlehre, 1910, p. 146.

[3] A. Gemmel. "Analyses chimiques de Borolanite et des roches associées." Trans. Soc. Geol. Edin, Vol. 9, Partie IV, 1910, p. 417.

[4] R. A. Daly. "Composition chimique moyenne des types de roche ignée." Proc. Acad. Arts et Sci. Amer. Vol. 45, nº 7, 1910, p. 222.

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{7 \cdot 1}{1} > \frac{7}{1}$ ...... = Classe 1... Persalane.

$\frac{L}{F} = \frac{0 \cdot 5}{1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ ...... = Ordre 6.... Russare

$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{5 \cdot 30}{1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ ... = Rang 2.... Viezzenase.

$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0 \cdot 9}{1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ ...... = Sous-rang.. (Sodipotassique).

Le sous-rang n'a pas encore été nommé bien qu'il y ait une analyse qui tombe sous ce sub-rang. Cette analyse se trouve à la colonne nº 2 du tableau des analyses.

La densité de la syénite néphélinique est 2·609.

Dans une section mince nous avons employé la méthode Rosiwal pour déterminer la composition minéralogique de la roche. Grâce à la limpidité des divers minéraux nous avons pu distinguer l'orthose de la microperthite. Quelques sections basales de néphéline ont pu être claculées comme sodalite, ce qui expliquerait le fort pourcentage de celle-ci dans la détermination Rosiwal, et l'absence de sodalite dans la roche comme l'indique l'analyse chimique. Le résultat est le suivant:—

Orthose	22·48	pour cent
Perthite	22·00	" "
Néphéline	21·78	" "
Eléments ferro-mag	13·00	" "
Sodalite	6·57	" "
Titanite (sphène)	2·40	" "
Cancrinite	1·24	" "
Magnétite	0·45	" "
	99·92	" "

TERMES DE DIFFÉRENCIATION DE LA SYÉNITE NÉPHÉLINIQUE.

La région ou les types leucocrates prédominent, ne contient pas seulement de la syénite néphélinique mais elle contient divers types qui sont très étroitement associés à la syénite néphélinique. Nous allons maintenant décrire ces termes de différenciation de la syénite néphélinique.

Foyaïte.

Le feldspath qui est abondant dans le type normal de syénite néphélinique prend souvent un arrangement sub-parallèle, de sorte que la roche a une texture trachytoïde et elle prend le nom de foyaïte. Dans la plupart des cas cet arrangement du feldspath est visible sur le terrain. On voit bien ce phénomène sur la crète au sud de la vallée Sodalite; là les cristaux de feldspath dont plusieurs ont un pouce de longueur et sont maclés d'après la loi de Carlsbad, sont orientés dans une direction à peu près est-ouest. Quand on examine la roche au microscope on voit qu'elle est allotriomorphe et granulaire, et présente l'aspect d'une marquetterie. La nature porphyritique de cette roche peut se voir sur le terrain, quand il y a des phénocristaux de feldspath ou de hornblende barkévicite, souvent pœcilitique.

Ditroïte.

Le terme de différenciation le plus commun de la syénite néphélinique est la roche dans laquelle la sodalite devient un élément essentiel et peut même prédominer sur les autres éléments constituants. Cette roche prend le nom de *ditroïte.* On trouve presque toujours les ditroïtes près du contact supérieur du complexe. La densité de cette roche est 2·455. Comme elle est plus légère que la syénite néphélinique normale, qui a une densité de 2·605 a 2·609, elle occupe la partie la plus haute de la chambre du magma. La sodalite se présente soit à l'état de minéral constituant de la roche, soit en veines pures. Dans le premier cas la roche a une belle couleur bleue, car les ditroïtes sont généralement à gros grains. Ce type de roches est très recherché comme pierre de construction ou de décoration; elle prend un beau poli et elle ne change pas de couleur par exposition à l'air. Les veines de sodalite varient en largeur depuis une fraction de pouce jusqu'à 1½ pouce. Elles recoupent la syénite néphélinique et elles pénètrent aussi sous forme de petites veinules dans les sédiments encaissants.

Au microscope on voit que la sodalite dans les ditroïtes et aussi dans quelques syénites néphéliniques se présente quelquefois en grains irréguliers, mais plus souvent en veines irrégulières qui forment les interstices entre les autres minéraux

de la roche. La sodalite semble avoir une origine pneumatolytique quand elle forme des veines dans la roche, mais elle a cristallisé dans le magma quand elle se présente en grains irréguliers et qu'elle forme un élément accessoire de la roche.

Les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants dans la syénite à sodalite. Quand il y a de l'aegyrine, elle est généralement de couleur foncée. Dans un cas nous avons trouvé une roche qui comprenait essentiellement de la sodalite et de l'aegyrine, et la première formait presque 70 pour cent de la roche. Une telle roche a été appelée "tawite" par W. Ramsay; on la trouve dans la masse de syénite néphélinique de Kola, Finlande.

Syénite à Cancrinite.

Nous avons trouvé un bloc de 6 pouces de diamètre à la tête de la vallée de la Rivière Ice. Il est formé de sodalite bleue foncée et de cancrinite jaune pâle. Cette roche n'était pas en place, mais on croit qu'elle provient d'une veine dans les sédiments qui entourent le complexe intrusif.

Syénite à Hydronéphéline.

Le long du contact de la roche ignée avec les sédiments il y a quelquefois une bande de syénite rose. La zone a une largeur irrégulière de quelques pouces à 6 pieds. Cette roche est bien exposée sur le contact inférieur du bras nord-ouest dans la montagne Garnet, ainsi qu'en différents endroits le long du contact supérieur de ce même bras du complexe. On l'a aussi trouvée le long de certaines fractures dans la roche cristalline loin du contact, mais ce gisement est une exception.

La couleur de cette roche varie, et dépend de la quantité de néphéline présente dans la roche inaltérée. Un échantillon venant du contact supérieur est une syénite néphélinique qui est essentiellement formée de feldspath perthitique, d'aegyrine-augite, et de néphéline qui a souvent une couleur rose. Ces grains roses sont de l'hydronéphéline (ranite) qui s'est formée aux dépens de la néphéline par hydratation. La densité de cette roche est 2·576, tandis que celle d'un échantillon de cette syénite rose venant du contact inférieur dans la montagne

Garnet est de 2·578. Dans la plupart des cas la couleur rosâtre de la roche est intense et on peut facilement la distinguer.

Au microscope les minéraux de la syénite rose sont plus ou moins altérés. Le feldspath est de l'orthose ou de la microperthite et il a toujours une apparence morbide, due à la kaolinisation et à la saussuritisation. Le pyroxène, aussi altéré, est de l'aegyrine-augite, avec extinction de 35 degrés. Il y a très peu de néphéline inaltérée. Elle est remplacée par un agrégat feuilleté d'hydronéphéline dont la double réfraction est faible. Ce minéral est le résultat de l'hydratation de la néphéline, et comme cette réaction se produit beaucoup mieux le long des fractures ou du contact, c'est en ces endroits, qu'on trouve le plus communément la syénite à hydronéphéline. Barlow cite une roche rose ou rouge pale semblable qu'il appelle "ijolite à biotite et à aegyrine."[1] mais la quantité de biotite est assez faible et en certains cas elle est complètement absente de la roche. Ces masses que l'on trouve dans les ijolites ou dans les types mélanocrates pourraient être appelées des "ijolites à hydronéphéline."

Miascite.

Il y a une roche dont la composition minérale correspond à la miascite. C'est une variation de la syénite néphélinique, dans laquelle le feldspath est de l'orthose et de l'albite, quelquefois à l'état de microperthite, accompagné de néphéline accessoire, et l'élément coloré essentiel est la biotite, qui forme environ 20 pour cent de la roche. Un spinel isotrope, probablement l'hercynite ($FeO. Al_2O_3$) forme environ les 4 pour cent de la roche.

Covite.

Cette roche a une couleur gris claire et elle forme l'une des apophyses leucocrates en forme de dykes qui sortent de la syénite néphélinique et qui coupent les types mélanocrates. Cette roche examinée au microscope se compose essentiellement de feldspath alcalin altéré en séricite et en Kaolin, de néphéline en petite quantité et altérée en cancrinite.

---

[1] Barlow, A. E., "Roches néphéliniques de la rivière Ice, C. B." Naturaliste d'Ottawa, 1902, p. 73.

Borolanite.

Ce nom fut proposé par Horne et Teall[1] en 1892, pour désigner une variété spéciale de syénite néphélinique de Borolan, Écosse, dans laquelle l'orthose et la mélanite sont les éléments essentiels. Dans le type de la rivière Ice, la chaux se présente sous la forme de sphène au lieu de mélanite. Ce type est représenté par une syénite néphélinique dans laquelle le feldspath est essentiellement de l'orthose et souvent en intercroissance avec la néphéline. L'aegyrine et le sphène sont accessoires dans la roche.

Hédrumite.

Dans ces parties de la région à syénite néphélinique dans lesquelles le magma s'est refroidi rapidement, la roche a une apparence aplitique. C'est une roche à grains fins ou aplanitiques, holocristalline, qui est essentiellement formée d'orthose et d'albite oligoclase en intercroissance à l'état de microperthite avec de l'anorthose, de la sodalite, de la néphéline, et des aiguilles d'aegyrine comme accessoires. Cette roche est caractérisée par une texture trachytoïde. Dans un exemple il y a quelques grains de feldspath maclé qui ont été déterminés comme Ab 55–An45. Ce type avec des quantités croisantes d'andésine passe insensiblement à la théralite.

Théralite.

Il n'y a que deux échantillons qui appartiennent à ce type. On les trouve au contact inférieur de la masse laccolithique et sont essentiellement formés de feldspath sodique et calcosodique, déterminé Ab 70–An 30, d'aegyrine-augite verte pléochroïque qui occupe les interstices des autres minéraux et des grains arrondis de néphéline. Tous les minéraux clairs sont arrondis.

Comme il y a une quantité considérable de feldspath qui est surtout de l'andésine dans cette roche, elle correspond à la définition de la théralite. Les grains d'andésine sont quelquefois entourés de microperthite. Il y a un zonage indéter-

[1] Horne, J. et Teall, J. J. H., Trans. Soc. Roy. Edin. Vol. 37, 1ère partie, 1892, p. 171.

miné dans une de ces roches mais il n'y a pas de structure cataclastique sous le microscope, de sorte que la ségrégation des minéraux en bandes s'est faite pendant que le magma était encore assez visqueux. Une autre roche a une texture feuilletée qui donne une apparence gnéissique à la roche. Les feldspaths sont arrangés parallèlement; une hornblende basaltique verte jaunâtre remplace une grande partie du pyroxène.

Laurvikite.

Cette roche est tachetée ou gnéissique avec une texture feuilletée et elle représente la phase de contact (inférieur) de la syénite néphélinique. Elle est essentiellement formée de microperthite, formée d'une intercroissance de ce qui nous semble être à première vue trois feldspaths. On croit que c'est une intercroissance de microcline et d'albite. On voit bien la structure quadrillée du microcline dans la microperthite. La néphéline et les éléments colorés sont accessoires ou manquent dans la roche.

Tönsbergite.

Il y a une autre roche dans le faciès de contact de la syénite néphélinique avec les sédiments sousjacents. A cause de son fort pourcentage en feldspath alcalin et l'absence ou la faible quantité de néphéline, elle correspond à ce groupe de syénites feldspathiques de Tönsberg, Norvège, que Brögger a nommé "Tönsbergite."[1]

Cette phase sert de transition à la syénite néphélinique. C'est une roche à grains fins, leucocrate, holocristalline, hypidiomorphe, ayant une structure de marquetterie. Cette roche est essentiellement formée d'orthose et d'oligoclase Ab 55–An 45. Dans une roche, le feldspath forme les 75 pour cent de la roche. Les éléments colorés sont l'aegyrine-augite verdâtre, légèrement pléochroïque, qui se transforme souvent en ouralite, sur le bord des grains, ainsi qu'une petite quantité de hornblende brun verdâtre, qui est quelquefois en intercroissance poecilitique avec un pyroxène.

[1] Brögger, W. C., Die Eruptivegesteine des Kristianagebietes, Vol. III, 1899, p. 328.

Les minéraux accessoires se présentent en grains et cristaux irréguliers, ce sont la biotite, l'apatite, le sphène, le zircon, la néphéline, et la magnétite.

TYPES MÉSOCRATES.

DISTRIBUTION.

Les roches qui forment ce second groupe ne sont nullement aussi connues que celles que nous venons de décrire dans le premier groupe. Les urtites et les ijolites ont été séparées de la roche nettement mélanocrate du troisième groupe qui ne contient pas ou peu d'éléments clairs. Les roches de ce groupe représentent le produit moyen de différenciation dans le complexe, entre les roches les plus alcalines de la série, représentées par les syénites néphéliniques, et les moins alcalines, ou l'extrémité fémique de la série, représentées par la jacupirangite. Pour faire ressortir ce fait nous avons employé le terme "mésocrate" qui fut donné par M. A. Lacroix à ce groupe de roches de la série alcaline de Madagascar qui contient des quantités à peu près égales d'éléments clairs et d'éléments foncés. Dans les roches de ce second groupe il y a plusieurs faciès de variation que l'on ne peut pas réellement appeler roches mésocrates. La roche qui a été prise comme le type ijolite est une roche mésocrate par sa composition minérale.

Les roches du second groupe sont en général très irrégulièrement distribuées dans la partie nord de la masse laccolithique. Le meilleur développement de ces roches se trouve dans le bras nord-ouest du complexe. Elles forment la majeure partie de cette projection en forme de filon-couche qui va jusqu'à la crète qui relie la montagne Garnet avec la crète du pic Chancellor, près du pic Butwell. Au delà de ce point jusqu'à l'extrémité du filon-couche au pic Chancellor, la roche ignée est presque entièrement dépourvue de minéraux clairs, et elle fait partie du troisième groupe.

Nous avons déjà vu dans un chapitre précédent que le sommet de la montagne Zinc est formé de syénite néphélinique. Dans cette roche leucocrate le feldspath fait peu à peu place à la néphéline et la roche passe à une ijolite, tandis qu'en plusieurs

endroits sur le plancher de cette extension en forme de filon-couche du complexe, la roche est beaucoup plus basique et contient très peu de minéraux clairs. A cet endroit de la montagne Zinc, on voit très bien les divers types qui se sont individualisés à partir d'un magma hétérogène par un ajustement des minéraux par gravité

Dans "l'extension Moose Creek" du complexe, qui est située entre la montagne Helmet et le mont Sharp, il y a des ijolites et d'autres types transitoires. On les trouve en lambeaux irréguliers intimement associés à la jacupirangite.

CARACTÈRES MACROSCOPIQUES.

Les roches dans ce groupe varient en couleur depuis une roche pommelée, blanche et noire, avec des quantités égales d'éléments clairs et d'éléments foncés, jusqu'à une autre foncée, dont la couleur est surtout due aux minéraux saliques.

En texture elles vont d'une roche à grains fins, phanérocristalline à des types à gros grains, porphyritiques et pegmatitiques; en composition minérale depuis une roche ayant des quantités égales de néphéline et de pyroxène, comme dans les ijolites, ou la néphéline prédomine comme dans les urtites, jusqu'à d'autres roches qui contiennent souvent de l'amphibole, du sphène, de la magnétite, de l'ilménite ou de la schorlomite comme éléments essentiels.

Nous allons maintenant mentionner quelques caractères importants des roches porphyritiques et pegmatitiques.

Les urtities sont généralement très grossièrement cristallines et elles sont beaucoup moins abondantes que les ijolites. Un échantillon (planche XVII, A) montre une surface polie d'une urtite. Elle est formée de néphéline et d'aegyrine; la première constitue les 70 pour cent de la roche. Quelques aiguilles d'aegyrine ont 3 pouces de longueur et ¼ de pouce de largeur.

Il y a une ijolite porphyritique dans laquelle il y a quelques cristaux poecilitiques d'amphibole qui ont ½ pouce de diamètre. Ces grands cristaux sont noirs et brillants sur les plans de fracture; ce sont de cristaux de barkévicite comme on a pu le déterminer au microscope.

Les variétés grossièrement cristallines ou pegmatitiques

sont plus abondantes. Une de ces roches a une apparence noirâtre parce qu'elle contient du pyroxène, de la magnétite, de la biotite, et de la néphéline foncée dont la couleur est due à la présence de nombreuses petites inclusions. La biotite forme souvent des cristaux de 1 pouce de diamètre, et nous en avons même mesurés qui avaient 4 pouces de diamètre. Une autre roche contient surtout des cristaux de hornblende barkévicite et de la néphéline, qui ont en moyenne près de ½ pouce de diamètre.

Ces deux minéraux contiennent de nombreux petits cristaux de pyroxène et des cristaux idiomorphes beaucoup plus gros de sphène. En un endroit la roche est formée de gros grains idiomorphes de néphéline verdâtre, de pyroxène, et de schorlomite noire et brillante. Le sphène et la calcite sont souvent associés à ce dernier minéral.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES.

Les minéraux essentiels dans les roches de ce groupe sont peu nombreux. La néphéline et la pyroxène sont présents dans toutes les roches, tandis que l'amphibole et la biotite sont communes. Le sphène, la magnétite, et l'ilménite, sont présents dans presque toutes les roches, mais ils forment rarement des éléments essentiels. Les minéraux accessoires qui se présentent en petits grains ou en cristaux bien formés sont l'apatite, la schorlomite, la mélanite, le zircon, la calcite, la sodalite, la cancrinite, le corindon, le feldspath, la rosenbuschite, et la mosandrite.

La néphéline se présente presque toujours sous la forme cubique ou polygonale et contient souvent de nombreuses aiguilles d'aegyrine, d'apatite, et quelquefois de la rosenbuschite. Le contour anguleux de la néphéline est plus évident dans ces roches qui en contiennent une plus grande quantité. Elle a commencé à cristalliser avant les autres minéraux essentiels.

Le pyroxène est représenté par l'aegyrine ou l'aegyrine-augite, et une variété verdâtre qui est caractéristique de plusieurs roches plus ou moins alcalines. Il y a une autre variété de pyroxène rosâtre et pléochroïque qui correspond à la variété rhombique mais dont l'extinction est oblique. Nous avons

fait une analyse de ce pyroxène nous en donnerons les résultats dans un autre chapitre de cet ouvrage.

Un fait à noter dans plusieurs des roches du deuxième et du troisième groupe c'est la présence de la calcite accessoire qui forme des grains anguleux dans les interstices des autres minéraux et qui n'est pas associée aux produits d'altération secondaire. Nous croyons que cette calcite est d'origine primaire bien qu'elle se soit formée tard dans le procédé de cristallisation.

Urtite.

La planche XVIII, A représente le type urtite. La néphéline forme 60 à 70 pour cent de la roche; on la trouve en gros grains de 5–7 mm. de diamètre et exempts d'inclusions. Le pyroxène est une variété verdâtre, non pléochroïque, ayant un contour euhédrique dans les sections prismatiques et dont le maximum d'extinction est 33 degrés. La biotite est présente dans quelques-unes des roches riches en néphéline et elle est souvent en association pœcilitique avec le pyroxène. La calcite est accessoire, mais comme elle se présente en grains anguleux dans les interstices des autres éléments, et qu'en plusieurs cas elle n'est pas associée aux produits d'altération, il semble qu'elle a une origine primaire, ou du moins qu'elle a une origine postérieure à celle des autres éléments, mais qu'elle n'est pas secondaire. Les autres éléments accessoires sont le sphène, la mélanite, le corindon, le schorlomite, les minerais de fer, et quelques grains d'un minéral dont l'indice de réfraction est élevé et dont la double réfraction uniaxe est faible, et qui est optiquement positif. Ceci correspond aux propriétés de ce silicate complexe qu'on appelle la mosandrite.

L'évaluation d'une urtite par la méthode Rosiwal donne:—

Néphéline	52·50	pour cent.
Pyroxène	20·90	" "
Schorlomite	14·40	" "
Sodalite et haüyne	6·10	" "
Calcite	1·90	" "
Sphène	1·56	" "
Cancrinite	0·60	" "
Minerai de fer	2·00	" "
	99·96	" "

Ijolite.

Il y a plusieurs variétés de ce type rare de roche représentées dans le complexe de la rivière Ice. Le nom d'ijolite fut proposé par Ramsay et Berghell[1] en 1891, pour désigner un groupe de roches granitoïdes à néphéline qui affleurent sur la rivière Iijoki, en Finlande. De la connaissance de l'auteur cette roche se rencontre seulement en quatre localités, au mont Iiwaara en Finlande[2]; à Kaljokthal dans la péninsule Kola[3] à Nosy bé dans le nord-est de Madagascar [4], et à Magnet Cove dans l'Arkansas[5].

Le type normal d'ijolite est essentiellement formé de néphéline, de pyroxène et d'amphibole. La planche XVIII, A, montre l'aspect mégascopique d'un échantillon poli de l'ijolite. Les éléments foncés et les éléments clairs sont en quantités à peu près égale, mais dans d'autres variétés de cette roche les minéraux ferro-magnésiens forment une plus grande proportion de la roche. Sous ce rapport les types de la rivière Ice diffèrent des gisements de la péninsule Kola et de Magnet Cove, mais ils ressemblent à ceux de Madagascar.

La néphéline dans la roche se présente sous des formes polygonales fréquemment euhédrales, et contient quelquefois de nombreuses petites aiguilles d'aegyrine ou d'apatite; dans d'autres cas elle ne contient pas d'inclusions. Elle n'est pas souvent altérée, mais il peut y avoir de la cancrinite, de la thomsonite, de l'hydronéphéline, ou de la giesckite. La néphéline a été un des premiers minéraux à cristalliser.

Le pyroxène est représenté par plusieurs variétés. En plus de l'aegyrine et de l'aegyrine-augite il y a une variété verdâtre faiblement pléochroïque. L'absorption est a = gris à incolore, b = rosâtre, et c = rose rougeâtre pâle, ce qui donne $c > b > a$; l'extinction maxima est 32 degrés à 38 degrés. Le chapitre de la minéralogie des roches contient une analyse de ce minéral.

---

[1] Geol. Foren. Gorhandl, Stockholm, 1891, Bd. 13, pp. 300-312.
[2] Rosenbusch, Elem. Gesteinlehre, 1910, p. 210.
[3] Rosenbusch, Elem. Gesteinlehre, 1910, p. 210.
[4] Lacroix, A. C., Nouvelles archives du Mus. 4e série, Tome 5, 1903.
[5] Washington, H. S., Bull. C.G.A., Vol. II, 1900, p. 399.

L'ijolite de la rivière Ice est une variété importante et spéciale, parce que la barkévicite remplace en partie le pyroxène des gisements comme ceux de la péninsule Kola et de Magnet Cove. Sous ce rapport elle est encore semblable à celle de Madagascar. La barkévicite se présente souvent en grands cristaux poecilitiques; dans la plupart des cas elle semble avoir été un des minéraux qui ont cristalliser les derniers. Il est à remarquer que quoique la barkévicite soit la hornblende essentielle dans les ijolites et les urtites, c'est la hornblende basaltique qui est la plus abondante dans les syénites néphéliniques. La barkévicite a une forte absorption du brun clair, brun jaunâtre clair, au brun foncé, on a donc [illegible].

La hornblende basaltique est aussi présente dans certains types elle est fortement pléochroïque avec [illegible]. La présence de l'amphibole donnerait une autre variété d'ijolites pour lesquelles Barlow a suggéré le nom d' "ijolites à hornblende (barkévicite)".[1]

Une mesure par la méthode Rosiwal d'une ijolite mélanocrate a donné:—

Pyroxène	36·58	pour cent.
Hornblende	16·25	„ „
Néphéline	40·25	„ „
Minerai de fer	3·58	„ „
Apatite	1·50	„ „
Sphène	1·08	„ „
Altération	0·66	„ „
	99·90	„ „

Le feldspath, qui est absent des gisements d'Europe et de Madagascar, est présent comme minéral accessoire dans quelques roches de la rivière Ice. Le sphène est un minéral accessoire commun, mais quand il est [illegible] le TiO_2 apparaît sous forme d'ilménite. La calcite est abondante, mais quand elle est présente elle constitue un minéral d'origine primaire. Il y a une association commune de sphène et de calcite; quand ils

[1] Barlow, A. E., "Roches à néphéline de la rivière Ice, C.B." Naturaliste d'Ottawa, 1902, p. 73.

sont ensemble le dernier minéral est en interstices entre les cristaux de sphène. Ceci fait supposer que la calcite représente un excès de CaO sur ce qui est nécessaire pour former le sphène. L'apatite est quelquefois abondante sous forme de grains euhédraux, tandis que la schorlomite et la mélanite sont des accessoires dans les variétés les plus basiques. Le premier minéral se reconnaît facilement sur le terrain mais on ne peut pas reconnaître la mélanite.

Mr. M. F. Connor a fait l'analyse suivante au laboratoire de la Division des Mines, Ministère des Mines, Ottawa. Le résultat de cette analyse se trouve dans la colonne N° 1 du tableau et il y a aussi les analyses d'autres gisements pour en faire la comp: raison.

	1	1	2	3	3	4	5
SiO_2	41·66	39·25	41·75	42·79	46·63	40·10	43·63
Al_2O_3	22·75	16·01	17·09	19·89	15·03	15·50	19·54
Fe_2O_3	2·33	4·31	6·35	4·39	5·91	6·35	3·77
FeO	6·08	9·64	3·41	2·33	5·09	7·29	3·88
MgO	3·11	4·24	4·71	1·87	3·47	8·41	2·94
CaO	7·76	13·42	14·57	11·76	11·23	12·40	9·39
Na_2O	8·81	4·92	6·17	9·31	8·16	3·37	10·58
K_2O	3·12	2·26	3·98	1·67	1·96	1·67	2·26
H_2O (−)	0·03	0·80	0·28	0·99	0·35	0·87	0·86
H_2O (+)	1·50		0·62				
CO_2	0·40	.....	.....	.....	.....	.....	....
TiO_2	1·95	4·02	0·58	1·70	1·12	2·98	1·07
P_2O_5	0·10	0·90	0·09	1·70	.....	1·28	1·54
MnO	0·14	0·35	tr.	0·41	tr.	.....	0·16
Cl.........	0·02						
SO_3	0·045						
S	0·03						
*S	0·05						
	99·88	100·12	100·60	98·81	99·57	100·22	
Densité	2·892	.....	.....	.....	.....	3·15	

*Décelé par HCl (provenant probablement de Lazurite).

1. Ijolite, Rivière Ice, Colombie britannique.
2. " " " " " [1]
3. " Magnet Cove, Arkansas, E.U.A.[2]
4. " Mt. Iiwaara, Finlande.[3]
5. " Kaljokthal, Umptek, péninsule Kola.[3]
6. " (Bekinkinite) d'Ampasibitika; N.O. Madagascar.[4]
7. " Composition moyenne de 5 analyses.[5]

Voici le calcul du norm par les méthodes de la classification quantitative de Cross, Iddings, Pirsson, et Washington:—

Orthose	1·11	pour cent.
Leucite	13·52	" "
Néphéline	40·53	" "
Anorthite	13·34	" "
Diopside	17·78	" "
Olivine	3·97	" "
Magnétite	3·25	" "
Ilménite	3·65	" "
Apatite	0·93	" "
Calcite	0·90	" "
	98·58	

Voici la position occupée par la roche dans la classification quantitative:—

$$\frac{\text{Sal}}{\text{Fem}} = \frac{2\cdot 3}{1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} = \text{Classe II—Dosalane (près de Salfemane)}$$

$$\frac{\text{F}}{\text{L}} = \frac{3\cdot 73}{1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} = \text{Ordre 8—Campanare.}$$

$$\frac{Na_2O+K_2O}{CaO} = \frac{1\cdot 54}{1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} = \text{Rang 3—(Alkalicalcique).}$$

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1}{0\cdot 35} < \frac{5}{3} > \frac{5}{5} = \text{Sous-rang—(Sodipotassique).}$$

---

[1] A. E. Barlow, Naturaliste d'Ottawa, 1902, p. 75.
[2] H. S. Washington, Bull. C. G. A. Vol. 11, 1900, p. 399.
[3] Rosenbusch, Elem. Gesteinlihre, 1910, p. 210.
[4] M. A. Lacroix, Nouv. Arch. du Mus., 4 série, tome 1, 1902.
[5] R. A. Daly, "Composition chimique moyenne des types de roches ignées." Proc. Acad. Arts. et Sci. Amer., Vol. 45, No. 7, 1910, p. 229.

Nous n'avons pas encore donné de noms au rang et au sous-rang de cette roche, mais l'auteur n'a pas l'intention d'ajouter de nouveaux noms avant d'avoir fait une autre analyse d'une roche semblable.

Le mode, ou la composition minéralogique actuelle de la roche est assez différente du norm. D'après deux mesures par la méthode Rosiwal nous avons obtenus:—

Népheline	48·00	pour	cent.
Sodalite	5·33	»	»
Hydronéphéline	3·80	»	»
Cancrinite	0·91	»	»
Feldspath	7·71	.	»
Hornblende (Barkévicite)	14·67	»	»
Pyroxène	14·67	»	.
Sphène	3·21	»	»
Apatite	1·30	»	»
Fer	0·30	»	»
	99·95	»	»

TYPES MÉLANOCRATES.

DISTRIBUTION.

Les roches qui font partie de ce groupe ont une distribution limitée. La carte montre que ces roches fémic ou ultra-femic se rencontrent sur les bords minces les plus au nord du laccolithe. Elles affleurent dans le bras nord-ouest du complexe entre la montagne Garnet et le pic Chancellor; le long du fond du laccolithe sur la crète entre le mont Mollison et le pic Sentry; et dans cette partie de la masse au nord-est de la vallée du ruisseau Moose. On trouve en d'autres endroits des lambeaux irréguliers dans le complexe.

On peut dire que d'une manière générale ces roches mélanocrates se rencontrent dans le bras nord-ouest où le magma s'est refroidi avant que la différenciation soit terminée, et qu'elles sont surtout abondantes le long de cette partie du fond qui affleure sur les cotés nord et est du complexe. Ici on trouve le terme extrême de la différenciation, et c'est le terme qui s'est séparé du magma par gravité.

CARACTÈRES MACROSCOPIQUES.

Ce groupe comprend tous les types de roches mélanocrates dans lesquels les éléments clairs sont accessoires ou absents. La variété la plus commune dans ce groupe appartient à un type plutôt rare pour lequel Derby[1] a proposé le nom de *Jacupirangite* et qu'il a appliqué à un certain type de roche femic que l'on rencontre dans la formation à néphéline du Brésil. La jacupirangite est une subdivision d'une pyroxénite.

Dans la série de la rivière Ice la jacupirangite est essentiellement formée de pyroxène, de magnétite, ou d'ilménite, et de sphène. La texture de la roche est grossière, et sa couleur est noire. Dans quelques phases de ce groupe, le pyroxène forme presque la totalité de la roche. Des lambeaux irréguliers ou schlieren de pegmatite contiennent de grands cristaux de pyroxène, d'amphibole, ou de biotite. Sur la crête entre le mont Mollison et la montagne Zinc un de ces schlieren contient de grands cristaux de hornblende brune; le plus grand cristal observé avait 4 pouces de longueur. Il y a un lambeau semblable de pyroxène vert dans le bras nord-ouest au-dessus de la montagne Garnet. Nous avons détaché un fragment de trois pouces de diamètre d'un cristal unique; ce fragment était noir verdâtre et brillant, mais après broyage il devient verdâtre. Ce cristal a un plan de séparation basal parfait. Sous le microscope la matière broyée est légèrement pléochroïque; verdâtre à jaunâtre, avec une extinction maxima de 42 degrés. Il semble que ce soit de l'hédenbergite.

A la tête de la vallée Zinc nous avons trouvé plusieurs petites ségrégations qui s'altèrent en prenant la forme de bombes. Ces masses en forme de bombes ont souvent 3 à 5 pouces de diamètre. La densité d'une de ces ségregations était de 2·919. Elles sont essentiellement formées de biotite, mais en les broyant on voit que la poudre contient une assez grande quantité de magnétite, un peu de pyroxène, de néphéline, et du feldspath, en outre de la biotite. Ces lambeaux représentent des ségrégations qui ont une forme sphérique. L'exfoliation de ces

[1] Derby, O. A., "Districts de minerai de magnétite de Jacupiranga, Brézil." A.J.S., Vol. 41, Avril, 1891, p. 314.

masses en forme de bombe en s'altérant est causée par l'abondance des paillettes de mica. Un autre schlieren basique a une densité de 3·146, et est formé de grands cristaux de hornblende ayant 1 à 2 cm. de diamètre, dans une pâte de néphéline, de schorlomite, de sphène, d'olivine, et de minerai de fer. On peut classer cette roche comme une hornblendite ou une cortlandite.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES.

Comme les roches du second groupe, la jacupirangite et ses associés varient grandement en texture, mais légèrement en composition minéralogique. Les minéraux essentiels sont le pyroxène, la magnétite, l'ilménite, et le sphène, mais de ceux-ci le premier est le plus abondant. Les minéraux accessoires sont rares, ce sont la néphéline, l'apatite, la mélanite, la schorlomite, le corindon, la pérovskite et la biotite. La calcite, la cancrinite, et le leucoxène sont les principaux minéraux secondaires. Les densités de deux de ces jacupirangites sont 3·380 et 3·471.

Le minéral pyroxénique essentiel est une nouvelle variété; il a une couleur rose pâle à grisâtre en coupes minces, et il est légèrement pléochroïque. On le trouve souvent en grains euhédraux et subhédraux. Il correspond sous bien des rapports à l'hypersthène mais il a une extinction oblique maxima sur c∧ a de -38 degrés. Les caractères optiques de cette roche sont donnés au chapitre de la minéralogie des séries. L'augite titanifère et l'ægyrine-augite sont aussi représentés.

Une détermination d'une jacupirangite par la méthode Rosiwal a donné:—

Pyroxène	74·28	pour cent.
Magnétite	14·95	" "
Néphéline	9·13	" "
	98·36	" "

Les minéraux sont généralement assez frais dans ces roches quoique les grains de pyroxène aient quelquefois une bordure verdâtre d'uralite, ou l'ilménite peut avoir une bordure de leucoxène. Les petits cristaux de magnétite et d'ilménite sont

quelquefois assez abondants. Dans plusieurs cas le fer est en interstices par rapport au pyroxène. La néphéline est un minéral accessoire rare et il est souvent absent. Les cristaux d'apatite sont souvent présents, et dans une roche elle formait 5 pour cent des éléments constituants. Le corindon, la mélanite, la schorlomite, la pérovskite, et l'olivine sont tous des minéraux accessoires rares. Une roche contient quelques grains arrondis rouge foncé qui correspondent à la spessartine.

Les cristaux jaune miel de sphène sont abondants, et dans quelques roches ce minéral est essentiel. Ce minéral se présente quelquefois en cristaux de $\frac{1}{2}$ pouce de longueur et $\frac{1}{4}$ de pouce de largeur, qui donnent à la roche une apparence frappante.

Une détermination d'une de ces roches par la méthode Rosiwal a donné les résultats suivants:—

Pyroxène..................	65 pour cent.
Sphène.....................	15 " "
Mélanite..................	5 " "
Minerai de fer.............	5 " "
Accessoires................	10 " "
	100 " "

Une autre roche contient plus de 20 pour cent de sphène. Pour distinguer ces roches riches en sphène des jacupirangites ou pyroxénites, on a suggéré le nom de "sphénitite."

DESCRIPTION DES ROCHES DE DYKES.

Il est remarquable qu'il y a absence presque complète de dykes qui se rapportent au massif igné alcalin. Nous n'en avons rencontré que douze sur le terrain dont le plus large a 10 pieds. En général on peut dire que la plupart d'entre eux ont une direction générale est nord-est ouest sud-ouest, c'est-à-dire, presque transversale à l'axe de plissement de broyage. Ils sont tous postérieurs à l'intrusion laccolithique et ils sont très reliés génétiquement avec cette masse. On peut les diviser en deux groupes pour en faciler la description. Ce sont:

(1) Groupe Bostonite-tinguaïte.

(2) Groupe Lamprophyre.

SÉRIE BOSTONITE-TINGUAÏTE.

Il y a un dyke de *Bostonite* de 2 à 3 pieds de largeur qui coupe verticalement le calcaire dans le couvercle du laccolithe. C'est une roche gris claire, presque blanche, aphanitique, contenant quelques grands cristaux tabulaires de feldspath. Au microscope on voit qu'elle est formée de quelques phénocristaux de feldspath perthitique dans une pâte de cristaux de feldspaths lamelleux, arrangés parallèlement, de sorte que la roche a une structure trachytique.

Tinguaïte.—Il y a deux de ces dykes, 8 pieds et 6 pieds de largeur, respectivement. L'un d'eux au nord du mont Mollison contient des cristaux d'aegyrine-augite et une variété de pyroxène pléochroïque rosâtre, dans une pâte de microperthite. La hornblende, la néphéline, et le sphène sont des accessoires.

Phonolite (Tinguaïte à amphibole).—Ce dyke a 10 pieds de largeur, et il a une direction N.25°E et il affleure sur le côté ouest de la vallée de la rivière Ice. Il est formé de feldspath alcalin, de néphéline, de hornblende basaltique, et de pyroxène verdâtre. Quelques cristaux de pyroxène sont zonés, de l'augite au centre, de l'aegyrine-augite autour de cette partie centrale, et une bordure étroite d'aegyrine. Les petits cristaux d'apatite sont nombreux.

SÉRIE LAMPROPHYRE.

Minette.—Cette roche se présente en un filon-couche de 5 à 7 pieds de largeur. Il est situé entre le calcaire Ottertail et la formation Goodsir, et il a une direction S.65°E. C'est une roche gris foncée, à grains fins, qui sous le microscope se compose essentiellement de paillettes de biotite, dont quelques-unes ont $\frac{3}{4}$ de pouce de diamètre, de feldspath, et de calcite secondaire. Le feldspath est de l'orthose.

Vogésite.—Ce dyke a 3 pieds d'épaisseur et il a presque la même direction que le calcaire qu'il recoupe; cette direction est N.65°O. C'est une roche à grains fins, presque aphanitiques, et verdâtre qui contient quelques grains de pyrite. Elle est essentiellement formée de pyroxène et de hornblende en quantités à peu près égales, dans une pâte de feldspaths non mâclés. L'altération est bien marquée par la présence de la

muscovite, de l'épidote, et d'une chlorite bleue foncée, la pennine.

Monchiquite.—Un seul dyke, de 10 pieds de largeur, avec direction N.65°E; il coupe l'ijolite et les sédiments supérieurs au pic Butwell. C'est un dyke à grains fins, noir, dans lequel on peut voir le pyroxène et la biotite à l'oeil nu. Au microscope on voit de grands cristaux d'augite verdâtre qui sont souvent entourés d'une bordure plus foncée ou plus claire. Les paillettes brunes de mica sont abondantes, de même que les cristaux de hornblende barkévicite brune fortement pléochroique. La pâte est faite de feldspaths et de matière incolore isotrope qui pourrait bien être du verre. Les minéraux accessoires sont de petits cubes et des grains anguleux de minerai de fer et de petits grains arrondis d'olivine altérée en serpentine et magnétite.

Fourchite.—Un dyke gris foncé, cryptocristallin, de trois pieds de largeur, qui coupe la partie supérieure du laccolithe. On peut voir à l'oeil nu de petits phénocristaux de feldspath kaolinisé ayant un contour anguleux. Le microscope laisse voir de la hornblende brune, de l'aegyrine verdâtre et de nombreux grains arrondis d'un pyroxène rose pléochroïque qui ressemble à l'hypersthène, mais qui a une extinction oblique. Les minéraux accessoires sont la perovskite, le sphène, l'apatite, la pyrite, et une base isotrope incolore.

Ouachitite.—Ce dyke a 8 pieds de largeur et il a une direction N.70°E. C'est une fourchite riche en biotite; ce minéral forme 40 pour cent de la roche. La hornblende, le diopside, la néphéline, et le feldspath sont moins abondants. Il y a une quantité considérable de matière incolore isotrope formant les interstices des autres minéraux et qui est de l'analcime ou de la sodalite. Il y a plusieurs cristaux bruns irréguliers de mélanite.

Camptonite.—Un dyke à grains fins, gris foncé, cryptocristallin avec de petits phénocristaux de hornblende, et des taches blanches qui sont pseudomorphes du feldspath. La pâte est formée de feldspath, de néphéline, de cancrinite, d'apatite, de biotite, de muscovite, et de zoïsite.

Basalte à néphéline.—Ce dyke, de 6 pouces à 1 pied de largeur, coupe l'ijolite sur le côté ouest de la vallée de la rivière Ice. La roche est porphyritique et présente une structure marquetée. Des phénocristaux de pyroxène de d'olivine nagent dans une pâte

noire à grains fins de pyroxène, de biotite, et de néphéline. Les minéraux accessoires sont la magnétite et la sodalite, ou l'analcime. La roche est altérée en cancrinite, muscovite, uralite, clinochlore, et pectolite.

VEINES ET SÉGRÉGATIONS DRUSIQUES.

Celles-ci ne sont pas nombreuses, mais on peut les signaler à cause de la variété de la matière de remplissage qu'elles contiennent. Les veines sont formées le long de fissures dans la roche ignée et elles ont rarement plus de 8 pouces de largeur. Une de ces veines est remplie de cancrinite pure tandis qu'une autre contient de la sodalite. Ces minéraux sont reliés d'une manière pneumatolytique avec la roche ignée et ils représentent un effet postérieur à l'intrusion. L'actinote en cristaux rayonnants avec calcite et hydronéphéline, ainsi qu'une roche drusique rose avec beaucoup de calcite, de néphéline, d'hydronéphéline, de cancrinite, et de matière zéolitique, dans laquelle on a trouvé de la pectolite et de la thomsonite, forment d'autres veines dans la roche ignée. Une large veine est essentiellement formée de wollastonite et de calcite, mais elle ne semble pas pénétrer très loin.

Il y a une veine à la tête de la vallée du ruisseau Moose, qui coupe les roches mélanocrates, elle a environ 2 pieds de largeur et est formée de calcite blanche et de nombreux cristaux de biotite bien formés. Nous avons trouvé de beaux cristaux et des paquets de cristaux dans des géodes de la roche ignée; parmi ces minéraux on peut citer la pectolite, la thomsonite, la natrolite, le mica noir (probablement le lépidomélane), la phillipsite, la trémolite, et la scapolite.

On a trouvé un mica vert, l'anomite, dans une veine dans les calcaires du ruisseau Porcupine.

Quelques veines en dehors du massif igné se sont enrichies au moyen des solutions métalifères qui ont déposé des sulfures de plomb, de zinc, de cuivre, de fer, et d'argent. La gangue dans quelques cas est du quartz, et en un endroit c'est de la calcite et de la fluorine. Sur la crête de division au nord de la passe Dennis, les calcaires contiennent plusieurs veines drusiques dans lesquelles on a trouvé des cristaux de quartz bien formés.

CHAPITRE XI.

MINÉRALOGIE.

Les minéraux suivants proviennent des roches ignées, métamorphiques et sédimentaires de Ice River.

Néphéline
Sodalite
Cancrinite
Hydronéphéline
Feldspath
Pyroxène
Amphibole
Biotite
Muscovite
Anomite
Calcite
Sphène
Grenat
Schorlomite
Apatite
Corindon
Zircon
Baddeleyite (ZrO_2)
Scapolite
Olivine

Fostérite
Brucite
Épidote
Piedmontite
Zoisite
Clinozoisite
Chlorite
Penninite
Clinochlore
Prochlorite
Zéolite
Thomsonite
Phillipsite
Laumontite
Analcime
Noselite
Natrolite
Vesuvianite
Wollastonite
Quartz.

Pectolite
Actinote
Trémolite
Hercynite (spinel).
Périclase (MgO).
Disthène (Al_2SiO_5)
Giesckite
Rosenbuschite
Fluorine
Serpentine
Pérovskite ($CaTiO_3$)
Ilménite ($FeTioO_3$)
Leucoxène
Magnétite
Pyrite
Galène
Blende
Chalcopyrite

Les tableaux qui suivent donnent une liste des minéraux qui ont été déterminés dans les divers groupes de roches ignées du complexe de Ice River, ainsi que ceux dans les dykes, veines et sédiments.

Syénite néphélinique et types associés.

Ægyrine
Ægyrine-augite
Albite
Albite-oligoclase
Almandin

Andésine
Anorthose
Apatite
Arfvedsonite
Astrophyllite

Barkévicite
Hornblende basaltique
Biotite
Calcite

Cancrinite
Corindon
Diopside
Disthène
Épidote
Fluorine
Gieseckite
Hercynite
Hornblende
Hydronéphéline
Ilménite
Laumontite
Microcline
Microperthite
Magnétite
Mélanite
Néphéline
Nosélite
Orthose
Orthose-albite
Pérovskite
Piedmontite
Pyrite
Pyroxène
Rosenbuschite
Sodalite
Thomsonite
Zircon
Zoisite

Ijolite, Urtite, et types associés.

Ægyrine
Ægyrine-augite
Analcime
Apatite
Barkévicite
Hornblende basaltique
Biotite
Calcite
Cancrinite
Clinohypersthène
Corindon
Feldspath
Hydronéphéline
Ilménite
Leucoxène
Magnétite
Mélanite
Néphéline
Hornblende poecilitique
Rosenbuschite
Schorlomite
Sodalite
Sphène
Thomsonite
Ti-augite
Zircon.

Jacupirangite et autres types mélanocrates.

Ægyrine-augite
Analcime
Apatite
Augite
Barkévicite
Biotite
Calcite
Cancrinite
Corindon
Clinohypersthène
Ilménite
Leucoxène
Magnétite
Mélanite
Néphéline
Olivine
Pérovskite
Schorlomite
Spessartine ?
Sphène
Uralite
Zircon

Dikes.

Ægyrine
Albite
Alkali-feldspath
Barkévicite
Biotite
Calcite
Hornblende
Magnétite
Microperthite

Analcime
Apatite
Augite
Olivine
Pectolite
Penninite
Cancrinite
Diopside
Épidote
Prochlorite
Sodalite
Sphène
Mélanite
Muscovite
Néphéline
Zircon
Zoïsite

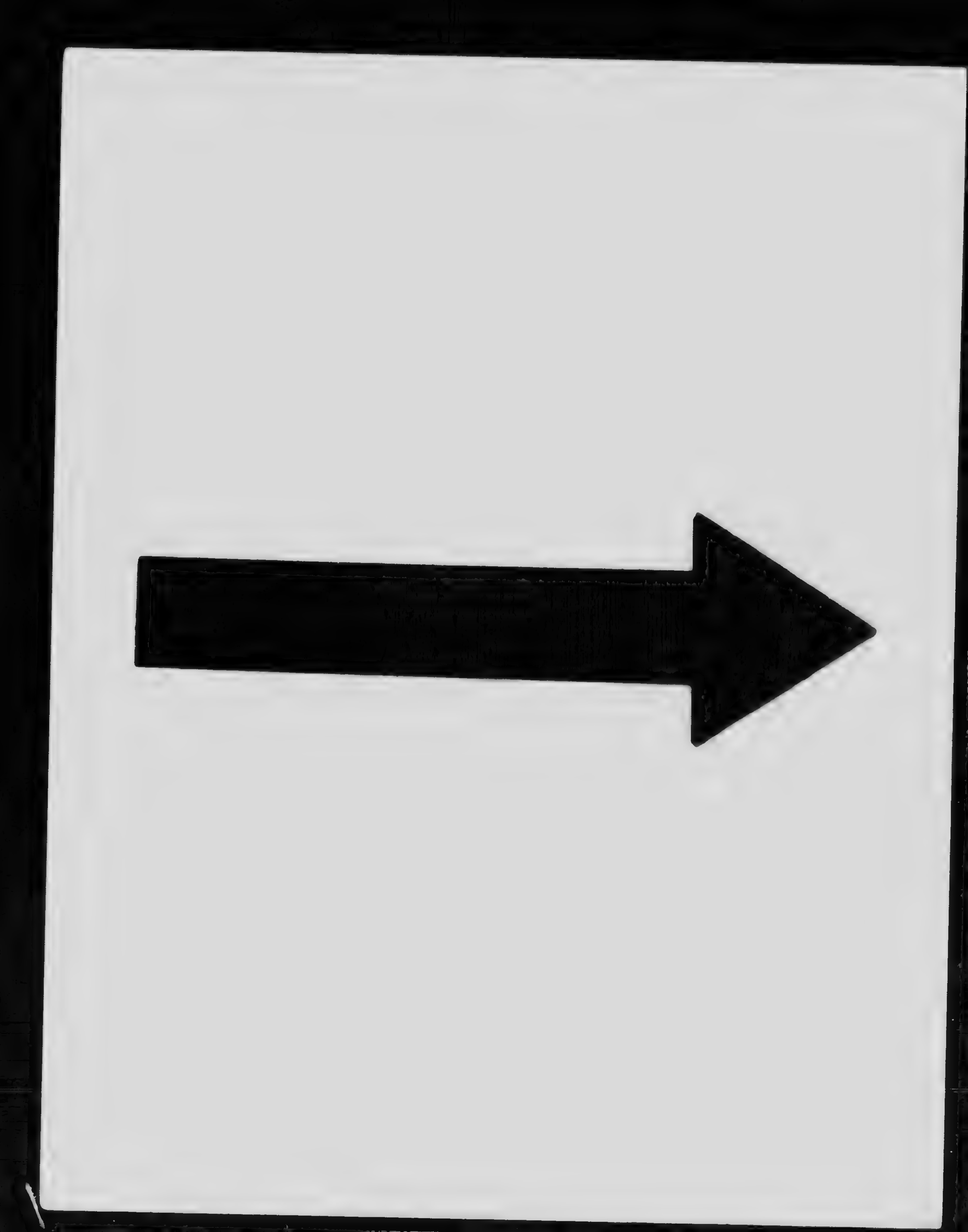
Veines.

Actinote
Anomite
Biotite
Calcite
Cancrinite
Clinochlore
Clinozoïsite
Diopside
Grenat grossulaire
Hydronéphéline
Muscovite
Natrolite
Pectolite
Périclase
Phillipsite
Prochlorite
Scapolite
Serpentine
Trémolite
Wollastonite

Sédiments et cornes vertes.

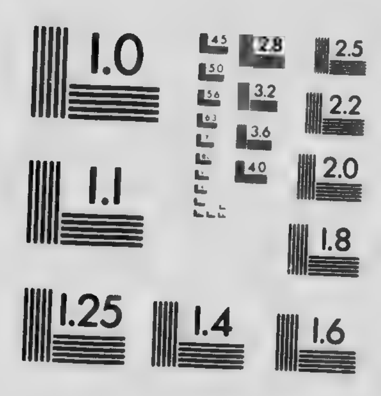
Ægyrine-augite
Analcime
Arfvedsonite
Baddeleyite ?
Biotite
Brucite
Calcite
Cancrinite
Clinozoïsite
Diopside
Épidote
Feldspath
Forstérite
Grenat
Magnétite
Meionite
Muscovite
Néphéline
Penninite
Périclase
Perovskite
Pyrite
Quartz
Scapolite
Sodalite
Blende
Sphène
Trémolite
Vésuvianite
Wollastonite
Zircon
Zoïsite

NÉPHÉLINE ($NaAlSiO_4$).—Ce minéral se trouve à l'état de constituant essentiel, accessoire ou très rare dans tous les types de roches du complexe igné de Ice River. La couleur varie depuis presque transparent et vitreux jusqu'au blanc, gris, ou plus communément le verdâtre, avec une surface huileuse. Elle a souvent une apparence rosâtre surtout lorsqu'elle s'altère en hydrophéline. Elle est très difficile à distinguer du feldspath, mais on la détermine facilement au moyen d'un essai chimique



MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART

(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)







1653 East Main Street
Rochester, New York 14609 USA
(716) 482 - 0300 - Phone
(716) 288 - 5989 - Fax

ou microchimique. Ce minéral tend à former des grains de forme enhédrale ou subhédrale, et ce caractère est souvent visible sur le terrain. Il se brise en donnant une fracture subconchoïdale ou inégale, mais au microscope on y distingue souvent un assez bon clivage. On le distingue généralement du feldspath par sa fraicheur remarquable dans la plupart des roches, et ceci constitue un caractère important de ce minéral dans les divers types de roches. Quand il forme l'élément constituant essentiel de la roche, comme dans les urtites et les ijolites, il fut le premier ou des premiers minéraux à cristalliser, et il a un contour rectangulaire ou polygonal, mais quand il forme un élément accessoire de la roche comme dans la syénite néphélinique, le feldspath a commencé à cristalliser avant lui.

Dans quelques-unes des phases pegmatitiques, on trouve des cristaux de néphéline de 1½ pouces de diamètre. Elle a une dureté d'environ 6·0, elle fond facilement au chalumeau en donnant une matière vitreuse incolore, et la poudre se dissout rapidement dans HCl à chaud, en donnant une gelatine faiblement colorée en vert. La densité du minéral est de 2·604; ce qui est considérablement inférieur à celle de la néphéline artificielle qui a d'après le Dr. Bowen[1] une densité de 2·619. L'analyse chimique d'une ijolite, à une page précédente, dans laquelle la néphéline est le minéral coloré essentiel, a donné 3·12 pour cent de K_2O. Comme il n'y a aucun feldspath visible dans les sections minces que nous avons examinées, il est probable que la potasse est combinée avec la néphéline.

Les produits d'altération les plus communs de la néphéline sont la cancrinite et l'hydronéphéline. Quand la quantité de ces produits de décomposition augmente, le minéral devient rosâtre et même rougeâtre, et dans ce dernier cas l'hydratation de la néphéline est complète. L'altération commence généralement sur les bords du grain et le long des plans de clivage. D'autres grains ont une apparence morbide, qui est due à l'altération en un minéral qui a des teintes de polarisation brillantes et que nous avons déterminé comme étant de la gieseckite. Les autres

[1] Bowen, N. L., "Composition de la néphéline." A.J.S., vol. 33, 1912, p. 49.

produits d'altération sont la thomsonite et plus rarement la sodalite.

Les grains de néphéline contiennent souvent des petites inclusions souvent microlitiques. Ces aiguilles sont généralement de l'ægyrine, ou quelquefois de l'apatite, mais d'autres aiguilles ont été déterminées comme étant un complexe siliceux, appelé rosenbuschite. (Planches XVIII, B, et XIX, A).

SODALITE.—Ce minéral se rencontre surtout dans les roches qui occupent le sommet du laccolithe, comme il a été expliqué plus haut. Il devient un minéral essentiel dans la ditroïte ou syénite à sodalite. On le trouve soit à l'état de minéral constituant de la roche, soit sous la forme de veines presque pures. On le trouve surtout au contact de la roche ignée et il représente le produit extrême de la différenciation, mais on l'a aussi trouvé sous forme de lambeaux en forme de veine ou dans des cavités de pegmatite.

Ce minéral a une belle couleur bleue, avec teintes sombres ou claires, et quelquefois presque blanches. Il prend un beau poli et il a une jolie apparence en joaillerie. On a exposé de ces matériaux à la lumière du jour pendant deux ans et il ne s'est produit aucun signe de changement de couleur. Quand il forme un élément essentiel de la ditroïte, la roche peut produire de bons matériaux pour la décoration, surtout pour ornementation d'intérieur, car elle se décomposerait facilement sous l'action des agents atmosphériques, n'ayant qu'une dureté un peu supérieure à 5. Les veines de sodalite varient en largeur depuis une fraction de pouce jusqu'à deux pouces. Elles recoupent la ditroïte et la syénite néphélinique et montrent souvent un arrangement subparallèle. La pyrite et quelquefois la cancrinite sont associées à la sodalite, et ces minéraux qui nuisent à l'usage de cette roche dans les travaux d'extérieur, ne diminuent pas sa valeur économique pour les emplois décoratifs à l'intérieur. La présence de ces minéraux donnent à la sodalite une teinte plutôt brunâtre qui ajoute à son apparence particulière. Un caillou de 6 pouces de diamètre, trouvé à la tête de la vallée de la Ice River, était presque entièrement formé de sodalite bleue et de cancrinite jaune-miel. Comme ce caillou ne pouvait provenir d'aucune partie du complexe igné qui affleure actuellement, nous avons

pensé que des veines de cette matière recoupent les sédiments à la tête de la vallée de la Ice River qui ne sont pas en contact immédiat avec la roche ignée. Ou trouve de petites veines ou filonnets de sodalite le long des plans de fracture dans les roches sédimentaires supérieures, à plusieurs verges du contact.

Au microscope ce minéral se présente soit sous la forme de grains irréguliers et arrondis et soit plus fréquemment sous forme de remplissage des interstices autour des autres grains. On remarque souvent que ces grains contiennent de nombreuses petites inclusions à double réfringence qui sont quelquefois plus ou moins zonées. Dans la plupart des cas ce minéral est d'origine pneumatolitique et représente le terme final du refroidissement du magma. Il est quelquefois difficile de distinguer la sodalite de la néphéline même à la lumière polarisée. On peut cependant déterminer facilement la sodalite des sections basales de néphéline par l'essai microchimique de Lemberg,[1] qui consiste à appliquer une solution diluée de nitrate d'argent sur une partie découverte de la section mince. Les grains de sodalite s'enduiront d'une couche blanche de chlorure d'argent, tandis que les grains de néphéline ne sont pas attaqués par la solution acide. La fluorine ressemble beaucoup à la sodalite mais elle a un indice de réfraction moins élevé.

Le Dr. Harrington à fait une analyse de ce minéral de Ice River. Elle ressemble beaucoup à la sodalite du mont Royal. La formule chimique de la sodalite d'après ces analyses serait 3 Na_2O Al_2O_3 $2SiO_2$, NaCl. Les analyses qui suivent de la sodalite de ces deux localités[2] et aussi de celle de Dungannon, Ontario,[3] ont été faites par Harrington; en plus le tableau compare la sodalite que l'on rencontre dans la Litchfieldite de Litchfield, Maine.[4]

---

(1) Lemberg, J., Zeits, d, d Geol. Gesell, vol. 42, 1890, p. 738.

(2) Harrington, B. J., Trans. Soc. Roy.Canada, Vol. 4, sec. III, 1886. p. 81.

(3) Harrington, B. J., Am. Jour. Sc., Vol. 48, 1894, p. 17.

(4) Bayley, W. S., Bull. Com. Geol. A. Vol. 3, 1892, p. 240.

	Rivière Ice.	Montréal.	Dungannon.	Litchfield.
SiO_2	37·52	37·50	36·58	37·33
Al_2O_3	31·38	31·82	31·05	31·87
Fe_2O_3	.....	0·01	.....	.....
CaO	.....	.....	0·20	.....
MgO	0·35	.....	.....	.....
Na_2O	19·12	19·34	.....	24·56
Na_2O_3	.....	.....	24·81	.....
Na	4·48	4·61	.....	.....
K_2O	0·78	0·27	0·79	0·10
Cl	6·91	7·12	6·88	6·83
SO_3	.....	.....	0·12	.....
H_2O	.....	.....	0·27	1·07
Insoluble	.....	.....	0·80	.....
	100·54	100·67	101·50	100·22
Densité	2·220	2·293	2·295	.....

J. Morozewicz[1] a reproduit artificiellement la néphéline, mais seulement par méthodes pyrochimiques. Il fit fondre du kaolin avec du carbonate de sodium et du chlorure de sodium à environ 650°C., et il obtint un minéral qui avait la composition de la sodalite. En faisant fondre de la néphéline avec de la soude en présence d'un excès de NaCl il obtint aussi une sodalite plus riche en chlore. D'aprés ces différentes expériences, il conclut qu'il y a deux sortes de sodalite qui répondent aux formules suivantes:—

$$2(NaAl_2SiO)+NaCl.$$
$$3(NaAl_2SiO)+2NaCl.$$

La sodalite a été reproduite artificiellement à la suite de plusieurs fusions différentes. F. W. Clarke[2] cite quelques-unes de ces expériences. Lembe[3] reproduit la sodalite en faisant fondre de la néphéline et du sel ordinaire.

[1] Journ. Soc. Chim. Vol. 76, 2e partie, 1899, p. 764; ou T.M.P.M., vol. 18, 1898, p. 128-147.

[2] Data of Geochemistry, Com. Geol. É. U. Bull. 491, 1911, p. 356.

[3] Zeitschrift Deutsch, Geol. Gesell., Vol. 28, 1876, p. 602.

Le professeur Bonney[1] a examiné des échantillons de syénite à sodalite provenant de la rivière Ice, qui furent collectionnés par Mr. E. Whymper en 1901.

Il trouva que cette roche était formée essentiellement de sodalite, néphéline, et albite. Pour expliquer comment la sodalite s'était formée il analysa ces trois minéraux. Il obtint les résultats suivants:

	Sodalite.	Néphéline.	Albite.
SiO_2	37·2	44·0	68·7
Al_2O_3	31·6	33·2	19·5
Na_2O	25·6	15·1	11·8
K_2O	....	7·7	....
Cl	7·3	....	....
Total	101·70	100·00	100·00

Pour faciliter la comparaison il réduisit l'Al_2O_3 à l'unité ce qui donna:—

	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O
Sodalite............	1·17	1	0·80	....
Néphéline..........	1·32	1	0·45	0·23
Albite.............	3·52	1	0·60	....

Pour citer ses conclusions, il affirme que "pour obtenir de la sodalite à partir de la néphéline il faut enlever une certaine quantité de potasse et de silice, et ajouter 0·35 de soude avec du chlore, opération qui est facile à faire pour des eaux surchauffées contenant une bonne quantité de NaCl en solution. Pour l'obtenir de l'albite il suffirait d'ajouter 0·20 de soude avec du chlore mais il faudrait enlever 2·35 de silice." Il croit qu'une grande partie de la sodalite est secondaire et dérive de la néphéline ou du feldspath sodique. L'auteur a trouvé qu'il y avait très peu de sodalite secondaire dérivant de la népheline,

[1] Bonney, Prof. T. G., "Sur une syénite à soladite (ditroite) provenant de la rivière Ice, C.B.," Geol. Mag. Vol. 9, 1902, p. 199.

mais que la majeure partie était d'origine primaire et pneumatolytique.

Fouqué et Lévy[1] croient que la formule de la sodalite est la même que celle de la néphéline, tandis que Rosenbusch[2] de concert avec ces deux auteurs sont d'avis que la sodalite est souvent d'origine secondaire.

CANCRINITE ($HNaCaAl(SiO_2)(CO_2)$).—Ce minéral se rencontre soit à l'état primaire ou secondaire dans la roche. Il est très commun près du contact, où il est un élément accessoire et où on ne peut l'apercevoir qu'au microscope. On le trouve sous la forme de grains anguleux le plus souvent en interstice entre les autres éléments de la roche. Dans quelques-unes des syénites à sodalite il devient abondant, et il forme l'élément essentiel dans une roche. Il forme quelquefois des veines dans les masses ignées; une de ces veines a 6 pouces de largeur et est presque exclusivement de cancrinite. Le minéral varie en couleur depuis le blanc pur jusqu'au jaune de miel. Il est souvent un produit d'altération de la néphéline. La manière d'être de ce minéral fait penser qu'il a cristallisé assez tard dans le magma, et qu'il a probablement été affecté en quelque manière par le calcaire au contact de la roche ignée. Harrington l'a trouvé pour la première fois au Canada dans les syénites néphéliniques du mont Royal et de la montagne de Belœil en 1882[3].

HYDRONÉPHÉLINE ($Na_2HAl_3(SiO_4)_3+3H_2O$).—Ce minéral est un produit d'hydratation de la néphéline et il est abondant dans certains faciès de contact, ou le long des fractures dans la masse. Quand ce minéral est en assez grande abondance la roche a un aspect rosâtre ou faiblement rougeâtre. Nous avons appelé dans ce mémoire *syénites à hydronéphéline* les roches qui ont l'hydronéphéline comme élément constituant essentiel. Au microscope ce minéral se présente en petites plaques irrégulières et incolores. Ce minéral est abondant dans

[1] Fouqué et Lévy, Min. Micrograph. Pl. 45, 1879, pp. 447-450.
[2] Elem. der Gesteinlehre, 1899, p. 115.
[3] Harrington, B. J., Trans. Soc. Roy. Canada. Vol. I, sect. 3, 1883, p. 81.

les syénites néphéliniques de Port Coldwell.[1] Il est aussi abondant dans la syénite néphélinique de Litchfield, Maine. Dans le complexe alcalin de Norvège, Brögger a découvert que la ranite était abondante dans certaines roches, et il fait remarquer que ce minéral comprend ce qui est connu sous le nom de spreustein.

Le Dr. Barlow a reconnu et décrit ce minéral dans les roches de la rivière Ice en 1902. Il sépara l'hydronéphéline de la roche au moyen des liqueurs denses de Thoulet. La poudre donna une densité de 2·243–2·275. Le tableau suivant en donne l'analyse ainsi que d'autres pour la comparaison.

Analyses d'hydronéphéline et de ranite.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	42·80	38·99	39·21	38·72	38·86
Al_2O_3	28·50	33·62	31·79	33·76	33·82
Fe_2O_3	0·34	....	0·57	....	.....
CaO	1·90	0·07	5·07	6·31	6·36
Na_2O	14·33	13·07	11·55	9·56	9·38
K_2O	0·30	1·12	.....	0·16	0·08
H_2O	10·81	12·98	11·71	12·02	11·94
MgO	.....	.....	.....	0·19	0·14
	98·98	99·85	99·90	100·72	100·58
Densité	2·243–2·275	2·263	2·48	2·34	2·34

I. Hydronéphéline de la rivière Ice, Colombie britannique.[2]
II. Hydronéphéline de Litchfield, Main.[3]
III. Ranite de l'île de Laven, fiord Langesund, Norvège.[4]
IV. Hydronéphéline de Port Coldwell, Ontario.[5]
V. " " " " [4]

Ce minéral fut nommé et décrit pour la première fois par Clarke que l'on cite plus haut. Il a pour formule chimique

[1] Kerr, H. L., 19e rapport annuel, Bureau des Mines, Ontario, vol. 19, 1910, p. 203.
[2] A. E. Barlow. Naturaliste d'Ottawa, 1902, p. 75.
[3] F. W. Clarke, A.J.S., Vol. 31, 1886, p. 267.
[4] Minéralogie de Dana, 1892, p. 607.
[5] H. L. Kerr: Rapport annuel du Bureau des Mines d'Ontario. Vol. 19, 1910, p. 203.

Na_2H, Al_3 $(SiO_4)_3$, $3H_2O$, ce qui exige 39·29 de silice; 33·41 d'alumine; 13·54 de soude; et 13·76 d'eau.

FELDSPATH.—Nous avons décrit les différentes variétés de ce minéral au sujet des divers types de roches et nous ne les répéterons pas ici. Les principales variétés sont l'orthose, l'albite et le microcline. On trouve ces variétés soit à l'état isolé ou en association microperthique.

PYROXÈNE.—Ce groupe de minéraux comprend plusieurs variétés dont l'aegyrine et l'aegyrine-augite sont les plus fréquentes. Les autres variétés qui sont quelquefois essentielles dans la roche sont l'augite (titanifère), le diopside, et une variété rose pléochroïque qui a une extinction inclinée et que nous nommerons *clinohypersthène* jusqu'à ce que l'étude que nous sommes à en faire soit terminée. Les autres variétés déterminées, mais qui sont toujours accessoires dans la roche, sont l'hédenbergite, et la pectolite. La pectolite se trouve en amas de cristaux rayonnants, qui remplissent des cavités dans la syénite néphélinique.

L'ægyrine et l'ægyrine-augite sont caractéristiques de ces roches intrusives sodiques. L'ægyrine est de couleur vert sombre et est fortement pléochroïque. L'absorption parallèle à l'axe de vibration est le vert sombre, le vert jaunâtre, et le vert un peu jaunâtre, elle a été déterminée comme étant a>b>c. L'extinction de c ∧ a [illegible] degrés. Quand il y a augmentation de la molécule augi[illegible] extinction maxima croit, et dans plusieurs roches cette a[illegible] 35 et 40 degrés pour c ∧ a. A mesure qu'il se rapproch[illegible]gite le minéral devient plus pâle et le pléochroïsme est moins net. Dans les roches types à grains d'égale grosseur la forme du minéral varie, mais il a toujours une tendance à prendre un contour subhédral et quelquefois euhédral. Ce minéral montre encore que sa position dans l'ordre dans lequel les minéraux de la roche ont cristallisé dépend en grande partie sur sa proportion dans la roche. Quand il est abondant il forme souvent des grains qui ont de bons contours cristallographiques.

Les dimensions des grains individuels varie énormément. L'aegyrine se présente en petites aiguilles dans la néphéline ou la sodalite. Ces aiguilles sont souvent submicroscopiques,

mais elles ont quelquefois 0·001 mm. de largeur. Le plus gros cristal d'aegyrine que nous ayions trouvé sur le terrain dans une pegmatite avait 11 pouces de longueur et ½ pouce de largeur, mais les aiguilles de 4 pouces de longueur ne sont pas rares. Toutes les variétés de pyroxène sont remarquablement fraîches.

Le diopside est principalement associé aux sédiments métamorphisés ou aux roches ignées le long du contact.

La variété rosâtre pléochroïque de pyroxène que nous avons signalée plus haut est abondante dans les jacupirangites ou dans les termes de différenciation les plus "femic." Dans quelques roches ce minéral constitue 80 à 90 pour cent de l'ensemble. On le trouve sous la forme de petits grains aplatis ayant un lustre brunâtre ou bronzé. Les surfaces des grains sont plus ou moins sub-parallèles, de telle sorte que la roche a une tendance à se briser suivant une direction.

Au microscope en lumière parallèle, les sections minces sont fraiches et ont une couleur faiblement rosâtre; le pléochroisme est faiblement rosâtre ou rose rougeâtre, rose pâle et presque incolore. L'absorption est c > b > a, avec a et b presque égaux. Les grains ont une forme cristalline subhédrale ou anhédrale, et les sections prismatiques montrent de bons plans de clivage (planche XIX B). Ceux qui sont situés au voisinage de la zone clinopinacoïde montrent un plan de séparation basal irrégulier que l'on ne peut reconnaître que par les nombreuses inclusions de minerai de fer le long de ces plans. Les plans de clivage prismatiques et le plan de séparation basal font un angle de 50 degrés, ou un angle obtus de 130 degrés entre les faces 001 et 100. La biréfringence est 0·012 à 0·014, mais dans les sections qui ne possèdent pas beaucoup de plans de clivage la double réfraction est faible, et les grains sont d'un gris sombre ou presque isotropes. Le minéral est optiquement positif, avec allongement (+), de sorte que c = bissectrice aigue. Quelques grains prennent une couleur bleue foncée dans les nicols. L'ombre foncée qui traverse le champ quand on fait tourner la section en lumière convergente a une couleur bleue foncée sur un côté et rouge de l'autre ce qui indique que la dispersion de la lumière est forte. L'angle pour le bleu est

plus grand que celui du rouge, et la dispersion est exprimée par $\rho > v$. Le plan axial est situé dans le plan de symétrie et nous avons b = b. Sous plusieurs rapports ce minéral correspond à l'hypersthène, mais il a un angle d'extinction maximum de 35 à 40 degrés.

Sur une face 010 ou section clinopinacoïde qui montre le clivage et le plan de séparation, l'angle de c à a se trouve en arrière de l'axe cristallographique, de sorte que nous avons c $\wedge$ a = 38 degrés, c'est-à-dire que la bissectrice aiguë sort dans la partie supérieure de la face 100 ou orthopinacoïde.

Il est difficile de trouver des sections qui permettent de faire une mesure exacte de l'angle axial, mais il est très petit, car dans les sections presque perpendiculaires à la bissectrice les bandes noires restent très rapprochées. Nous avons trouvé un angle axial,2 E = 22° 22′.

Afin d'avoir des matériaux purs et non mélangés à d'autres minéraux, nous avons broyé la roche à 80 mèches. Au moyen du "séparateur magnétique de Warren" les éléments foncés furent d'abord séparés des minéraux colorés, et ensuite les matières fortement magnétiques furent séparées des autres minéraux noirs. Enfin nous avons séparé cette poudre au moyen de liqueur dense; nous avons employé une solution d'iodure de mercure et de baryum ayant une densité de 3·5. Nous avons examiné les diverses parties au microscope et nous n'avons analysé que la matière la plus pure. Nous avons déterminé l'indice de réfraction moyen par la méthode de l'immersion, en nous servant de fragments [illegible] très minces qui montraient la moindre interférence. L'indice de réfraction du liquide, que nous avons dilué lentement jusqu'à ce qu'il corresponde aussi près que possible à celui du minéral, fut déterminé au moyen du réfractomètre à main. La moyenne des diverses mesures a donné 1·737 pour l'indice de réfraction.

Mr. F. Connor du laboratoire de la Division des Mines d'Ottawa a fait l'analyse partielle de ce minéral et il a obtenu les résultats suivants:—

SiO_2	41·80
Al_2O_3	9·30
Fe_2O_3	5·44
FeO	3·30
MgO	10·82
CaO	22·89
H_2O	0·16
H_2O (+)	1·10
TiO_2	4·84
MnO	0·10
	99·75
Densité	3·39

Ces résultats montrent que ce minéral est un pyroxène hypersthène anormal, mais son analyse diffère beaucoup de toutes celles publiées. Il pourrait être appelé un clino-hypersthène parce qu'il a certaines propriétés optiques du pyroxène rhombique et qu'il a d'un autre côté une extinction oblique. Nous étudions présentement ce minéral et nous publierons les résultats de cette étude plus tard.

Une autre variété de pyroxène, qui est commune dans les roches de la rivière Ice et que nous avons signalée dans une page antérieure, a une couleur légèrement verdâtre et possède un léger pléochroïsme. L'absorption telle que déterminée est a = gris à incolore, b = rosâtre, et c = rose rougeâtre pâle. Son angle maximum d'extinction est 32 à 38 degrés. C'est une variété riche en soude, et Mr. F. Connor de la division des Mines en a fait l'analyse partielle avec les résultats suivants:—

SiO_2	45·75
Al_2O_3	4·49
Fe_2O_3	5·09
FeO	11·48
MgO	7·25
CaO	20·[illegible]
H_2O (−)	0·37
H_2O (+)	0·81
TiO_2	2·18
MnO	0·19
	98·11
Densité	3·44

AMPHIBOLE.—Ce minéral est subordonné à la présence du pyroxène et il est absent dans plusieurs roches. Les principales amphiboles appartiennent aux variétés basaltique ou barkévicite. La première est plus fréquente dans la syénite néphélinique ou dans les roches leucocrates, tandis que la barkévicite est abondante dans certaines ijolites et dans d'autres roches mélanocrates. La hornblende basaltique est très noire, brillante, et présente de bonnes surfaces de clivage. Sous le microscope ce minéral a un contour subhédral, il est fortement pléochroique, et a un aspect jaunâtre clair, brun, et brun rougeâtre foncé. L'absorption déterminée est c > b > a. Le minéral est allongé négativement avec une extinction qui va jusqu'à 13 degrés. Il se présente souvent sous la forme de grands cristaux peocilitiques; on peut souvent voir ces cristaux à l'oeil nu.

La barkévicite est très commune dans quelques ijolites. On ne peut pas la distinguer de la hornblende commune sur le terrain, mais au microscope on voit qu'elle est brune et pléochroïque et qu'elle a souvent des teintes vertes. L'absorption est jaune pâle à incolore, jaune verdâtre et brun rougeâtre foncée, déterminée comme étant b > c > a. Elle est optiquement négative et elle montre de bons plans de clivage dans les zones prismatiques, avec une extinction maxima de 17 à 20 degrés. Quelques cristaux présentent une bordure brun foncée et un centre vert pâle ou vice versa; ou le centre du cristal peut être vert pâle et la bordure vert foncé. Cette hornblende se présente généralement sous la forme de grands cristaux poecilitiques ayant jusqu'à un pouce de diamètre.

Un fait caractéristique de l'amphibole c'est que quand elle est abondante dans une roche elle tend à prendre des formes idiomorphes, mais si elle est peu abondante elle sert de remplissage aux autres minéraux présents en plus grande quantité.

Les amphiboles des roches de la rivière Ice ressemblent assez à celles de la syénite néphélinique de Port Coldwell qui a été décrite par Kerr.

L'actinote et la trémolite se rencontrent surtout en veines ou en ségrégations. Les petites masses d'actinote fibreuse et rayonnante sont abondantes dans une veine à la tête de la vallée Zinc. Au microscope elle est verte, légèrement plé-

ochroïque et possède un bon clivage. L'absorption est a = vert jaunâtre, = b = c = vert pâle. Elle est optiquement négative de sorte que a = bissectrice aiguë, elle est allongée négativement et son angle d'extinction par rapport à son allongement est de 0 à 8 degrés.

Nous avons déterminé quelques grains irréguliers microscopiques d'une nature vert bleuâtre comme étant de la riébeckite. D'autres grains pourraient être de l'arfvedsonite.

MICA.—La biotite est rare dans les types de la rivière Ice sauf comme minéral secondaire dans les cornes vertes. On le trouve dans quelques roches mélanocrates, et surtout à l'état de cristaux porphyritiques dans les ijolites basiques. Le plus grand cristal trouvé avait 4 pouces de diamètre et était très noir sur les plans de clivage. Une veine de calcite contient des prismes bien formés de biotite à contour hexagonal.

La muscovite est rare et généralement secondaire. On la trouve souvent dans les roches sédimentaires métamorphisées.

Il y a un mica vert foncé dans une petite veine dans la chaîne Van Horne vers la tête de la vallée Porcupine. Il a une forme biaxiale négative. L'angle axial est 2 E = 54 degrés, et l'indice de réfraction moyen est un peu plus de 1·583. Les feuilles minces sont incolores et c'est probablement le mica magnésien et ferreux connu sous le nom d'anomite.

CALCITE.—Ce minéral est fréquent comme élément accessoire, mais il est invariablement présent comme élément primaire dans ces types que l'on trouve au voisinage du contact avec le calcaire cristallin. Son mode de gisement fait supposer que ce minéral est distinctement étranger au magma, et qu'il dérive des calcaires avoisinants. On trouve ce minéral sous la forme de grains anguleux, quelquefois à l'intérieur d'autres éléments, mais le plus souvent comme matière de remplissage des interstices. On peut voir ceci sur la microphotographie de la planche XX. Dans la plupart des cas il ne constitue pas un élément secondaire, car quelques grains sont assez grands pour être reconnus facilement à l'oeil nu.

On a signalé la présence de la calcite dans plusieurs autres gisements de syénite néphélinique. Les uns croient que ce minéral est d'origine primaire, les autres qu'il est d'origine

étrangère. On le trouve aussi associé au calcaire métamorphique voisin.

Les gisements que nous mentionnerons brièvement sont Bancroft, Ontario[1], formation Siwamalai de l'Inde[2], Ile de l'Alno en Suède[3], Kaisertuhl en Bavière[4], Kussa dans les Monts Ourals[5], les syénites néphéliniques de Zerafschan, Turkestan[6], et la syénite néphélinique de la Sibérie Orientale[7]. On a aussi trouvé de la calcite primaire dans certains granites. On la trouve dans une micropegmatite à Sudbury, Ontario[8].

Les syénites néphéliniques de la région de Bancroft, Ontario, contiennent de la calcite que l'on croit être étrangère au magma. Au sujet de la présence de ce minéral Adams et Barlow disent: "On peut distinctement retracer tous les états de passage depuis le calcaire solide jusqu'aux grains séparés de calcite enfermés dans les éléments minéraux de la syénite néphélinique, pendant que cette dernière est en même temps fraîche et dépourvue de produits de décomposition. La calcite dans les syénites est indubitablement étrangère au magma et représente des inclusions des calcaires avoisinants."

En décrivant la calcite du gisement des Indes, Holland déclare: "La calcite se présente en cristaux granulaires ayant

---

[1] F. D. Adams et A. E. Barlow, "Géologie des régions de Haliburton et Bancroft, Ontario," Commission géologique, Canada, Mémoire nº 6, 1910, p. 233.

[2] T. H. H. Holland. "La formation Siwamalai des syénites néphéliniques et des syénites à corindon dans le district de Coimbatore" .Présidence Madras. Mem. Com. géol. des Indes, Vol. 30, 3e partie, 1901, p. 197.

[3] A. G. Hogbom, "Uber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alno." Geol. Foren. i, Stockholm Forh., Bd. 17, Heft 2, 1895, S. 118.

[4] Graeff, "Zur geologie des Kaisertuhlgebriges," Mitt. d. grossberg, Bad. Geol. Landesanst, Bd. 11, 1892.

[5] A. Arzruni, "Die Mineralgruben bei Kussa und Miass." (Livret Guide pour l'excursion de l'Oural du Congrès International des Géologues, Assemblée de St. Petersbourg, 1900).

[6] J. Preobrajensky, "Die nephelinsyenite vom oberen Zerafschan, Turkestan," Annales de l'Inst. Poly., Pierre le Grand à St. Petersborough. Vol. 15, 1911.

[7] O. Stutzer, "Uber primaren Calcit im Elaeolithsyenit des Botogolsky—Golez in Ostsibirien," Centralbl Min., Geol. u. Pal., 1910, p. 433.

[8] T. L. Walker, "Etudes géologiques et pétrographiques du district nikélifère de Sudbury (Canada)." Q.J.G.S. Londres, Vol. 53, 1897, p. 55.

apparemment autant droit que les autres à être considérés comme éléments primaires. Les cristaux forment des grains isolés et il n'y a aucun signe de décomposition secondaire, le faible pourcentage de silice dans ce groupe de roches fait disparaître la difficulté théorique qui s'oppose à sa cristallisation d'un magma fondu comme un élément normal d'une roche ignée.

A Alno, Högbom croit que la magma fondit le calcaire, qui plus tard, durant la solidification du magma, a cristallisé en formant un élément constituant de la roche. Ceci est précisement la conclusion à laquelle était arrivé l'auteur, avant qu'il eut lu le rapport Suédois, pour expliquer la présence de la calcite dans les roches de la rivière Ice.

Graeff a donné une explication semblable pour expliquer la présence de la calcite à Kaiserstuhl, tandis qu'Arzruni prétend que la présence de la calcite danx la syénite néphélinique de Kussa ne peut être expliquée.

Au gisement du Turkestan, la calcite est fraîche dans la syénite néphélinique, et elle est abondante le long du contact de la roche ignée avec le calcaire cristallin.

SPHÈNE (OU TITANITE) ($CaTiSiO_5$).—Ce minéral est invariablement présent dans tous les types de roche de la rivière Ice; il est quelquefois rare ou accessoire, et souvent il est abondant et dans certains types mélanocrates il forme l'élément minéral essentiel. Une roche contient environ 30 pour cent de sphène et le reste est surtout formé de pyroxène. Le sphène est remarquablement frais dans toutes ces roches, et il se présente en cristaux idiomorphes qui sont souvent bien terminés. Ces cristaux sont quelquefois microscopiques, mais plus souvent macroscopiques, et quelquefois les cristaux ont 1 cm. de longueur et 2 à 5 mm. de largeur. La couleur caractéristique est le jaune miel, tandis qu'au microscope ce minéral a une couleur bronzée, et les variétés les plus foncées sont distinctement pléochroïques. Dans un type de syénite néphélinique le sphène est assez bien développé pour former des phénocristaux et donner à la roche une apparence spéciale.

Vu au microscope ce minéral a souvent la forme de prismes allongés parallèlement à l'axe vertical, tandis que dans d'autres

plaques il présente une section en travers rhombique. Souvent il montre un bon clivage prismatique de sorte que dans certains cas les grains individuels ont la forme en coin (planche XXI. B.). La double réfraction est très élevée, et la figure d'interférence ressemble souvent à celle d'un minéral uniaxe.

GRENAT (SCHORLOMITE) [Ca_3 $(FeTi)_2$ $\{(SiTi)\ O_4\}_3$].—Ce minéral rare est un grenat titanifère que l'on trouve dans certaines ijolites à gros grains de la rivière Ice. Dans une roche il y a de grands cristaux anguleux de néphéline verte et d'aegyrine allongée qui sont reliés ensemble par de la schor omite. Le sphène et la calcite sont aussi associées à la schorlomite. Ce minéral a une couleur noire de jais ou noire bleuâtre vitreux, il a une texture cassante, et une cassure conchoidale. On le trouve seulement dans les roches mélanocrates, et on l'a trouvé sur le terrain à la tête de la vallée du ruisseau Moose, et dans la montagne à l'ouest de la montagne Garnet. Au microscope en lumière parallèle ce minéral a une couleur bleu pâle, il est isotrope ou présente une légère anomalie entre les nicois croisés, et il se présente en grains arrondis qui montrent qu'il est d'origine pyrogénétique.

C'est C. U. Shepard qui lui a donné ce nom et qui l'a décrit pour la première fois en 1846 dans certaines roches de l'Arkansas.[1]

C'est un minéral rare, et l'auteur ne connaît que deux autres localités où on l'ait trouvé; dans la syénite néphélinique (type Cove) de Magnet Cove, Arkansas, décrite par J. F. Williams en 1890,[2] et dans une ijolite du mont Iiwaara, Finlande, décrite en 1891 par Ramsey et Berghell.[3]

Barlow trouva la schorlomite dans les roches de la rivière Ice, et F. G. Wait, chimiste en chef de la Division des Mines, Ottawa, en fit l'étude minéralogique. Il dit que le minéral "est massif, pans clivage, de couleur noir de velours, ici et là terni de bleu, et quelquefois avec teintes de pavonine; la couleur du trait est brune; l'éclat est vitreux; il est cassant; la fracture est irrégulière, quelquefois subconchoïdale; il est opaque; fond

[1] Journ. Sci. 2e série, vol 2, 1846, p. 251.
[2] Rapport ann. Com. géol. Arkansas, Vol. 2, 1890, p. 215.
[3] Geol. For. Forh. Stockholm, Vol. 13, 1891, p. 305.

tranquillement à 3 en donnant de l'émail noir; il a une dureté de 6·5 et une densité de 3·802 à 15°5. C."[1]

Le tableau suivant donne l'analyse chimique de ce minéral ainsi que celles des autres gisements pour la comparaison.

	1	2	3	4	5
SiO_2	25·77	26·09	25·66	29·24	29·08
Al_2O_3	2·31	....	....	1·72	1·44
Fe_2O_3	18·59	20·11	21·58	22·61	22·01
FeO	....	1·57	....	....	.....
MgO	1·22	1·36	....	0·46	.....
CaO	31·76	29·38	29·78	26·25	26·79
TiO_2	10·83	21·34	22·10	18·14	18·54
TiO	8·23	....	....	....	....
MnO	0·76	....	....	1·17	0·83
SnO	....	....	....	0·87	0·87
	100·37	99·85	99·12	100·46	99·55
Densité	3·802	3·783	3·807	....	....

1. Schorlomite, Rivière Ice, Colombie britannique.[2]
2. " Magnet Cove, Arkansas.[3]
3. " " " "[4]

4 et 5. Iiwaarite, du mont Iiwaara, Finlande.[5]

En Tasmanie, à Madagascar, au lac Borlan, et aux autres gisements de roche à néphéline, la mélanite est un élément constituant commun de certains types. Ce minéral est étroitement associé à la schorlomite, et on le trouve dans plusieurs types de la rivière Ice. Il est probable que dans ces roches il n'y avait pas assez de titane pour former de la schorlomite.

Le grenat ordinaire est un minéral abondant sur le contact, où il est associé à des minéraux tels que la vésuvianite et la wol-

[1] Citation donnée par A. E. Barlow "Roches néphéliniques de la rivière Ice C.B." Naturaliste d'Ottawa. Vol. 16, 1903, p. 76.

[2] A. E. Barlow, Naturaliste d'Ottawa, vol. 16, p. 76.

[3] J. P. Iddings, "Minéraux des roches," 1906, p. 360.

[4] J. F. Williams, Rap. ann. Com. géol. Arkansas, Vol. 2, 1890, p.215.

[5] Ramsay et Berghell, Geol. For. Forch, Stockholm, Vol. 13, 1891, p. 305.

lastonite. On a trouvé du grenat grossulaire et du grenat almandin, et quelques grains arrondis de couleur rouge sang, qui sont peut-être de la spessartine, mais ils étaient trop petits pour être déterminés.

APATITE.—L'apatite est un minéral accessoire commun, surtout dans les types les moins alcalins. Il forme souvent des cristaux idiomorphes et se présente souvent en aiguilles fines dans la néphéline.

CORINDON.—Le corindon est rare dans ces roches; on l'a trouvé dans quelques pegmatites. Il n'y avait pas d'alumine en excès dans le magma pour former du corindon, comme c'est le cas dans les gisements d'Ontario et d'ailleurs.

ZIRCON.—Le zircon se rencontre à l'état disséminé dans la syénite néphélinique et dans les roches de contact, et il a une forme enhédrale. Dans une roche sédimentaire métamorphisée il y a plusieurs petits cristaux incolores, mal terminés et à double réfraction élevée; ils pourraient bien être du zircon mais ils correspondent à la description de l'oxyde de zirconium, la baddeleyite, que l'on a trouvé dans la syénite néphélinique de Alno, Suède.

SCAPOLITE.—Ce minéral est un minéral de métamorphisme, que l'on trouve aussi dans le remplissage des cavités. On a trouvé de la méionite dans plusieurs roches.

OLIVINE.—On trouve les minéraux de ce groupe surtout dans les calcaires métamorphiques, mais ils ne sont jamais nombreux. On trouve la forstérite (Mg_2SiO_4) dans quelques-uns des xénolithes métamorphisés des roches ignées. Sous le microscope, elle est incolore en lumière naturelle, elle a un clivage facile, son extinction est parallèle, elle est optiquement positive et biaxe. Elle a un indice de réfraction élevé et une double réfraction faible. On a aussi de la brucite dans les roches de la zone métamorphisée; sous plusieurs rapports elle ressemble à la fostérite en section mince, mais elle est uniaxe.

ÉPIDOTE.—On a trouvé de la piedmontite, l'épidote manganésifère, dans une apophyse de syénite néphélinique. Elle a une couleur rose dans la roche et sous le microscope elle se présente en grains arrondis et irréguliers de couleur rose, fortement pléochroïques et presque isotropes entre les nicols croisés. Elle

a un indice de réfraction élevé, plus fort que celui de l'ægyrin qu'elle accompagne, et elle donne une figure d'interféren biaxiale optiquement négative.

La zoïsite et surtout la clinozoïsite sont abondantes dar les cornes vertes. Cette dernière se présente en grains arrond incolores ou vert pâle, dont l'indice de réfraction est élevé, ma moins élevé que celui de la biotite; la double réfraction est faib et elle présente quelquefois de bons plans de clivage avec extinc tion oblique.

GROUPE DE LA CHLORITE.—Le minéral pennine est la seul variété de ce groupe que nous ayions pu déterminer. Ce minéra est un élément commun dans les roches sédimentaires métamor phisées. Sous le microscope il se présente en grains arrondis dont quelques-uns ont un contour rhomboïdal. En nicol croisés sa double réfraction est faible et il présente une couleu d'interférence bleu indigo foncé qui le distingue des autre chlorites.

La matière chloritique présente dans les roches méta morphiques de la région est probablement formée de clinochlor et de prochlorite.

ZÉOLITES.—Nous avons déjà mentionné dans ce chapitr l'hydronéphéline qui est la zéolite la plus importante. La thomsonite apparaît comme produit d'altération de la néphéline ainsi que dans les cavités des roches ignées. Les plus grands cristaux ont 3 pouces de longueur et ils ont un contour prismatique La présence de la chaux dans ce minéral le distingue de la natro- lite. Une autre cavité contenait une matière zéolitique vert pale en longs prismes rayonnants. La nature broyée a un indice de réfraction et une double réfraction faible quand on l'examine sous le microscope. Elle est allongée positivement et son angle d'extinction maximum est de 32 degrés. Elle ressemble beaucoup à la zéolite potassique, la phillipsite. Il y a une autre zéolite, probablement la laumontite, dans des cavités de la syénite néphélinique. Elle est d'origine secondaire, elle a un indice plus faible que celui de la néphéline, mais plus élevé que celui de la sodalite, et elle a une double réfraction faible.

Dans quelques roches de dykes et dans quelques roches

mélanocrates, il a y un minéral incolore et isotrope qui pourrait être de l'analcime.

VÉSUVIANITE (Ca_6 (AlOH) $Al_2(SiO_4)_5$). Ce minéral est assez abondant dans quelques roches sédimentaires métamorphisées tout le long du contact supérieur. On le trouve souvent en bandes et sur le terrain il est difficile à distinguer du grenat.

WOLLASTONITE (Ca SiO_3).—Celui-ci est un des minéraux de métamorphisme les plus communs que l'on trouve dans les roches sédimentaires sur le contact du massif de roches ignées, et que l'on recontre aussi en veines.

QUARTZ.—On trouve du quartz dans les cornes vertes et dans quelques roches sédimentaires siliceuses. Les cristaux de quartz tapissent certaines fissures et fractures dans les roches sédimentaires. On a trouvé des cristaux bien formées dans des cavités et dans de petites cavernes sur les versants des monts Stephen et Dennis.

SPINEL (Hercynite) (FeO, Al_2O_3).—On trouve ce minéral dans une syénite néphélinique micacée. Il constitue environ les 4 pour cent de la roche et on le trouve sous forme de grains irréguliers de couleur verte dont quelques-uns ont une forme octaédrique.

PÉRICLASE (MgO).—On trouve la périclase dans des fragments de calcaire métamorphique en inclusions. Les grains sont incolores, isotropes, leur indice de réfraction est supérieur à celui du baume du Canada, et ils ont un clivage irrégulier dans une direction.

DISTHÈNE (Al_2SiO_5).—Le disthène est assez rare, mais on le trouve cependant dans quelques roches sédimentaires métamorphisées.

PÉROVSKITE ($CaTiO_3$).—Ce minéral est rare ou absent. Quand il est présent il se présente sous la forme de grains isotropes de couleur jaunâtre ou brunâtre, avec la forme enhédrale. Une microphotographie montre quelques-unes de ces formes octaédriques (planche XXI, A.). Il est invariablement associé aux roches qui contiennent du sphène et de l'ægyrine comme deux des éléments constituants.

ILMÉNITE ($FeTiO_3$).—On rencontre surtout l'ilménite dans les roches mélanocrates, et dans certains jacupirangites il cons-

titue l'élément minéral essentiel. Il est difficile de distinguer ce minéral de la magnétite, mais dans plusieurs cas les grains ont une bordure de leucoxène caractéristique.

MAGNÉTITE (Fe_3O_4).—Ce minéral est invariablement présent dans tous les types de roches, et quelquefois les grains ont une forme cubique ou octaédrique.

PYRITE.—On trouve la pyrite dans la syénite à sodalite et dans la syénite néphélinique près du sommet du laccolithe. Elle est plus abondante dans les roches sédimentaires.

GALÈNE, BLENDE, CHALCOPYRITE, ET PYRRHOTINE.—Ces minéraux ont une importance économique; ils forment de petites poches et des zones minéralisées dans les roches sédimentaires.

A cette liste on pourrait ajouter d'autres minéraux que l'on rencontre rarement, mais ceux qui précèdent sont les plus importants.

CHAPITRE X.

COMPLEXE IGNÉ DE LA RIVIÈRE ICE: STRUCTURE, MÉTAMORPHISME, AGE, ETC.

RELATIONS DE STRUCTURE.

RELATIONS INTERNES

Les relations de structure interne des divers types sont très complexes et pour ce qu'il s'agit de la diffiérenciation à l'intérieur du magma, ou des relations d'un type à l'autre, elles ont été en partie discutées en traitant de la lithologie des divers types. Les roches du complexe igné forment une série pétrographique continue de types parents passant insensiblement de l'un à l'autre. La série a été subdivisée en trois groupes selon leur composition minéralogique, et chaque groupe est représenté par un type principal, comme la syénite néphélinique, l'ijolite, et la jacupirangite. Le faciès de variation que présente ces trois principaux types a été traité plus haut.

La série va de la syénite à sodalite, ou foyaïte à l'extrémité alcaline, jusqu'à la pyroxénite ou jacupirangite à l'extrémité ferromagnésienne (femic). La transition d'un groupe à l'autre, ou d'un type de roche à l'autre, peut être assez insensible pour qu'il ne soit pas possible de dire où commence un type et où finit l'autre, ou d'un autre côté elle peut être si subite que sur une distance de deux pieds une roche de la composition d'une syénite néphélinique par exemple passe à une ijolite riche en silicates de couleur foncée.

Ces divers types de roches varient en eux-mêmes en texture et en composition minéralogique. Par exemple, la syénite néphélinique normale est une roche à grains moyens, avec des minéraux accessoires de couleur foncée, mais elle devient à grains fins d'un côté et de l'autre à gros grains, porphyritique, ou pegmatite. En composition, les éléments foncés peuvent disparaître entièrement ou devenir essentiels.

Les phases porphyritiques et pegmatites se rencontrent surtout dans les régions où les types mélanocrates, ou types foncés prédominent. Ces régions se trouvent surtout dans le

bras nord-ouest du laccolithe, de même que dans les parties plus étroites de la masse ignée au nord et au nord-est, qui représentent les parties qui se sont refroidies les premières dans la chambre laccolithique.

Quoique la série pétrographique entière représente une intrusion continue, il y a cependant eu des types plus foncés qui se sont consolidés les premiers, et avant que les minéraux eussent la chance de se séparer sous l'influence de la gravité. Tel fut le cas dans le bras nord-ouest qui va de la grosse masse ignée au pic Chancellor. Ces roches représentent le magma hétérogène originel avant que la différenciation eut commencé.

Dans la partie élargie de ce complexe de forme irrégulière, les relations sur le terrain, que l'on peut généralement bien voir, montrent que le magma dans cette partie de la chambre a eu une forte tendance à se différencier. Les alcalis, la silice et les parties plus aqueuses du magma ont monté au sommet sous forme de sodalite, de néphéline, et de feldspath alcalin, tandis que les éléments ferromagnésiens plus lourds ont descendu au fond par gravité.

On trouve toujours la syénite à sodalite ou ditroïte au voisinage du contact supérieur de la masse. Dans la montagne Zinc il y a de la syénite néphélinique au sommet, et celle-ci passe à une ijolite, puis finalement à une jacupirangite ou pyroxénite à la base.

Des apophyses formées essentiellement de matériaux leucocrates pénètrent en quelques endroits dans les sédiments qui recouvrent le laccolithe. Très souvent des masses de syénite néphélinique en forme de dykes recoupent dans toutes les directions le faciès de bordure du complexe, et remplissent les fissures qui se sont formées durant la période de refroidissement prématuré de certaines parties du magma.

Sur le côté sud de la vallée Sodalite, il y a un agencement sub-parallèle des cristaux de feldspath dans la syénite néphélinique, qui donne à la roche une texture trachytoïde. Nous avons remarqué la même chose dans d'autres parties de la région à syénite néphélinique, ce qui fait croire qu'il y eut un léger mouvement dans certaines parties du magma pendant qu'il était encore dans un état demi-plastique.

La structure cataclastique est pratiquement absente dans le complexe igné de la rivière Ice. Au microscope, les minéraux dans quelques échantillons provenant du faciès de contact de la chambre laissent voir des signes de broyage. Cette structure est le résultat de mouvements orogéniques qui ont bouleversé et métamorphisé les sédiments environnants à une période postérieure à celle de l'intrusion.

Il n'y a aucune direction définie des plans de joints, et les fractures du complexe ne semblent pas avoir de relation les unes avec les autres. Quelques-unes de ces fissures se sont remplies de matières de veines comme la cancrinite, la sodalite, la wollastonite, et de matériaux zéolitiques drusiques.

RELATIONS EXTERNES.

Nous avons déjà signalé que la masse intrusive alcaline de la rivière Ice a la forme d'un laccolithe asymétrique avec une cheminée nourricière. Cette masse a pénétré dans les roches sédimentaires calcaires et argilacées d'âge Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur. Le contact supérieur de la roche ignée avec les roches sédimentaires est en général concordant avec la stratification. Ce contact s'étend le long du versant nord-est de la chaîne depuis le mont Mollison jusqu'au pic Chancellor, une distance d'environ 9 milles, et il affleure sur toute cette longueur sauf à l'endroit où il traverse le fond de la vallée de la rivière Ice. Dans d'autres parties du laccolithe les sédiments qui le recouvraient ont été enlevés par l'érosion. Le contact inférieur affleure à la montagne Garnet, sur le côté nord de la vallée Sodalite, à la tête de la vallée Zinc, et entre la montagne Helmet et le mont Sharp. Ce contact quand il affleure ne suit pas aussi bien la stratification que le contact supérieur, et en certains endroits il recoupe en travers les couches sous un petit angle.

Le pendage du contact supérieur est beaucoup plus à pic que celui du contact inférieur. Dans le premier cas l'angle varie de 70 à 85 degrés, tandis que dans le second cas, où il affleure le mieux à la montagne Garnet, le pendage n'est que 50 à 60 degrés. La différence entre le pendage du toit et de la base est due au soulèvement du premier par l'intrusion. Les

couches furent plissées, à la position et dans l'attitude où nous le voyons encore à la base, *avant* l'intrusion tandis que celles qui forment le toit n'ont été soulevées que par la poussée du magma pendant l'intrusion.

Nous avons déjà signalé que le bras nord-ouest du laccolithe a séparé la bande de calcaire de la formation Ottertail. Cette partie en forme de couche du laccolithe a pénétré le long d'un lit plus tendre vers le centre de le formation, de sorte qu'au pic Butwell, à l'ouest de la montagne Garnet, il y a environ 700 pieds de calcaire sur le toit, et 850 pieds à la base. La roche ignée va en s'amincissant vers le pic Chancellor et les deux parties du calcaire finissent par se joindre et former une seule couche d'environ 1,600 pieds d'épaisseur. Dans le bras nord du laccolithe, à la tête de la vallée Zinc, il y a encore 300 pieds de la roche ignée sur la chaîne de partage entre la montagne Zinc et le pic Sentry, mais il semble probable que cette partie du laccolithe fut beaucoup plus épaisse à l'origine, car à la montagne Zinc il y a un affleurement de roche ignée ayant 1,000 pieds d'épaisseur. A l'extrémité de ce bras nord la roche ignée se termine brusquement à la base du pic Sentry où on peut voir clairement sur le terrain un contact net en travers des couches, tel qu'on peut le voir sur la section en travers (K-L).

La roche intrusive a produit un effet sensible sur le contact supérieur, dont nous donnerons les détails en étudiant le métamorphisme de contact. L'effet du métamorphisme de contact semble avoir été beaucoup plus intense au sommet qu'à la base du laccolithe. A divers endroits le long du contact supérieur entre la roche ignée et le calcaire bleu, il y a une couche de corne verte dure, dense, de couleur brun rougeâtre, qui a une épaisseur variant de quelques pieds à 350 pieds au maximum. Le contact supérieur de la corne verte avec le calcaire, quand il affleure, est toujours net et concordant, et on peut aussi voir les relations de concordance et recoupage entre la corne verte et le massif igné. En plusieurs endroits où il n'y a pas de couche de corne verte, le massif igné est en contact avec le calcaire, et ce dernier a été métamorphisé sur une épaisseur de plusieurs centaines de pieds.

En divers endroits le long du contact supérieur les sédiments

ont été broyés et de gros blocs de corne verte et de calcaire ont été entièrement entourés par la roche ignée. Le plus gros bloc séparé du toit, sauf un, à 100 pieds de diamètre. Quelques-uns de ces blocs sont brisés sur place en petits fragments a gu-leux par l'effet de la chaleur différentielle. Il y a un grand fragment de calcaire recristallisé représenté sur la carte au sud de la montagne Garnet. Il y a plus de 1000 pieds d'épaisseur dans sa partie la plus large, et il s'amincit vers les extrémités et il a ¾ de mille de longueur. Il a probablement été enlevé au toit pendant que le magma prenait sa position actuelle. A l'exception de ce bloc sédimentaire aucun autre n'est plus éloigné que de 200 pieds du contact supérieur, et à cette distance les angles des blocs ont été fondus par le magma en fusion. Il semble que le magma était assez visqueux quand les sédiments qui le recouvraient se sont brisés, car ces blocs se seraient enfoncés jusqu'au bas de la chambre. La densité de la corne verte au contact supérieur est de 2·901 tandis que celle de l'ijolite du contact supérieur est de 2·892, et les densités des divers types de syénite néphéliniques sont 2·605, 2·609, 2·697, et 2·721.

Quoique le bouleversement des sédiments environnants ait eu lieu à la fin de l'intrusion, il ne semble pas que le massif igné n'ait subi d'efforts orogéniques après son intrusion. Ceci s'explique par le fait que le massif igné a une résistance beaucoup plus grande aux efforts de compression que les roches sédimentaires plus tendres qui l'enveloppent. En plusieurs endroits autour du complexe, le calcaire tendre est écrasé contre cette roche plus dure. En un cas sur le toit du laccolithe, au pic Butwell, un fragment de syénite néphélinique est entièrement enveloppé de calcaire très écrasé. Ce "bloc" est maintenant à 20 pieds du contact. Ceci prouve que le broyage eut lieu après la fin de l'intrusion.

Le massif igné ne semble pas avoir été découpé par des failles. La brèche des roches mélanocrates que nous avons signalée plus haut, est le résultat du refroidissement brusque qui s'est produit quand la matière en fusion a touché les murs de la chambre, mais ces fissures furent bientôt remplies de matière provenant de la partie du magma encore à l'état liquide dans la partie plus épaisse du laccolithe. Quelques-unes de ces fissures pénètrent

dans les roches sédimentaires environnantes et se remplirent de matériaux les plus alcalins du massif igné.

MÉTAMORPHISME.

MÉTAMORPHISME DE CONTACT.

Endomorphe.

L'effet interne du métamorphisme sur le massif igné est très faible. Il ne semble pas y avoir eu de radiation calorifique rapide ni intense du magma pendant sa période de refroidissement. Dans les parties plus minces du laccolithe vers le nord, et surtout dans le bras nord-ouest de la masse, l'effet a été plus grand. Il semble que la roche ignée a une tendance générale à devenir plus porphyritique sur les bords du filon-couche, tandis qu'au centre la roche semble plus grossièrement cristalline, et il y a des phases pegmatites en plus grande abondance. Une telle texture est le résultat d'une perte rapide de chaleur sur les bords. Cependant nous devons remarquer que cet effet n'est clairement en évidence sur le terrain, surtout parce que la roche dans cette partie de la masse présente une remarquable hétérogénéité de texture et de composition.

Cette partie du massif igné qui forme les bords mince du laccolithe s'est refroidie rapidement en venant en contact avec les sédiments environnants de sorte qu'elle n'a pas eu le temps de se différencier par un enfoncement des minéraux plus lourds et un montage des minéraux plus légers, comme on le voit dans les parties plus épaisses du laccolithe.

Au microscope, cet effet endomorphe est exprimé surtout par l'introduction de la chaux dans la roche ignée intrusive. Nous avons déjà signalé que le feldspath dans le faciès de contact, surtout à la base du laccolithe, devient beaucoup plus calcique que celui du type normal de syénite néphélinique. On croit que la majeure partie de la chaux a été empruntée aux calcaires du contact. On trouve souvent de la calcite dans les roches du bord du laccolithe. Elle n'est pas toujours un minéral secondaire, mais on la trouve sous la forme de grains arrondis ou anguleux, et quelquefois elle est complètement incluse

dans d'autres éléments ou elle occupe les interstices entre ceux-ci. Ceci fait croire que le minéral est étranger au magma, et qu'elle a été empruntée aux calcaires sédimentaires qui forment l'enveloppe de la masse ignée. Les contacts du complexe quand ils affleurent, sont assez nets et bien définis. Dans certains cas ou des fragments de roche de contact ont été partiellement fondus par le magma il est difficile de dire où la roche ignée finit et ou la roche étrangère commence.

Exomorphe.

L'effet externe de l'intrusion est beaucoup plus considérable que l'effet interne, mais on ne peut pas dire que dans l'un ou l'autre cas le métamorphisme ait été très intense. Les roches sédimentaires au voisinage immédiat du contact on été fortement métamorphisées. Cette altération est plus grande au contact et va en diminuant à une faible distance de ce contact. La zone de métamorphisme de contact dans les sédiments qui recouvrent le laccolithe n'est pas bien définie et on ne peut pas la distinguer facilement. Elle varie de quelques pieds à plusieurs centaines de pieds de largeur, avec une largeur maxima de 700 pieds. Le métamorphisme sur les assisses de la base du laccolithe est peu sensible relativement à celui du toit.

Au contact supérieur, entre la roche ignée et le calcaire bleu d'au-dessus, il y a souvent une couche de corne verte dure, dense, de couleur brun rougeâtre dont la largeur varie depuis quelques pieds jusqu'à 350 pieds. Cette corne verte était originellement une couche de schiste argileux ou de calcaire argilacé qui a été si fortement métamorphisé que la roche a perdu toute apparence de clivage, mais on peut encore reconnaître la stratification au moyen de zones dans cette roche sédimentaire récente ou porcélainique.

Le contact supérieur entre la corne verte et le calcaire est toujours concordant et bien net quand il affleure, mais celui entre la corne verte et la roche ignée est très irrégulier. Sur le terrain cette couche a en quelques endroits plus de 300 pieds d'épaisseur, tandis qu'ailleurs elle n'a que 10 pieds, ou, comme c'est souvent le cas elle est absente et la roche ignée est en contact avec le calcaire bleu. C'est un fait remarquable que la

zone de métamorphisme a une largeur variable; en quelques endroits l'altération a été intense, et ailleurs le métamorphisme est presque négligeable. Ces faits semblent montrer que les éléments constituants plus aqueux du magma étaient plus concentrés en certaines régions.

Le magma a produit un effet beaucoup plus considérable sur les couches argilacées de la formation Goodsir que sur le calcaire de la formation Ottertail. Ce fait est bien en évidence au pic Sentry et au mont Goodsir. Ces schistes argilleux ont subi une cuisson intense qui les a transformés en corne verte très dense et en roches stratifiées cherteuses qui se brisent en blocs rectangulaires. Ces couches de la base du mont Goodsir ont une apparence lithologique bien différente de celle des mêmes couches qui affleurent à la montagne Striped sur le côté opposé de la vallée et plus loin encore de la masse ignée.

Aux endroits où la roche ignée est en contact avec le calcaire la composition de la roche marmorisée dépend de la composition originelle du calcaire. Si la roche au contact était un calcaire pur, il se forme un marbre finement cristallin, mais, comme c'est fréquemment le cas, aux endroits ou le calcaire était impur, la roche métamorphisée contient en outre de la calcite, de la trémolite, du diopside, du grenat, de l'épidote, et de la wollastonite. En d'autres endroits, le calcaire a été légèrement altéré par l'intrusion de cette masse riche en alcalis. La corne verte a une densité de 2·901. Au microscope la corne verte est formée d'une masse cryptocristalline de quartz, de feldspath, de biotite, et de clinozoïsite. La biotite est abondante en plaques d'un brun foncé, fortement pléochroïques qui ont en moyenne environ 0·01 mm. de diamètre. Plusieurs des plus grandes plaques sont en partie ou en entier incolores, ce qui suppose qu'il y a eu un lavage de la matière colorante. Un arrangement sub-parallèle des particules de biotite montre qu'il y a en un mouvement constant des solutions venant de la roche intrusive. La clinozoïsite est abondante, elle parait incolore, ou vert pale, son indice de réfraction est élevé et sa double réfraction basse. Le quartz et le feldspath sont finement granulaires et ils sont quelquefois abondants. La perovskite et l'épidote sont des éléments accessoires communs, indiquant

la présence d'une grande quantité de chaux dans la roche sédimentaire originelle. Il y a souvent de nombreuses taches foncées dans la roche cryptocristalline qui sont probablement formées de clinozoïsite. Les autres minéraux accessoires sont la magnétite, la muscovite, le zircon, et un minéral incolore, mal terminé qui correspond à la description de l'oxyde de zirconium, la baddeleyite.

Xénolithes.

Le long du contact supérieur de ce laccolithe il y a quelques gros blocs anguleux de corne verte ou de calcaire de la couverture, englobés dans la roche ignée. Les plus gros xénolithes que nous ayons vu, à l'exception d'un seul, avait environ 100 pieds de diamètre. Quelquefois ces blocs sont assez rapprochés de la roche mère d'où ils ont été arrachés, ou quelquefois ils sont assez éloignés du contact. Nous avons trouvé tous ces blocs, sauf un, dans une zone de 200 pieds du contact. Sur la carte on peut voir un fragment de calcaire qui affleure sur le versant ouest de la vallée de la rivière Ice et au sud de la montagne Garnet. Ce bloc lenticulaire a une longueur de $\frac{3}{4}$ de mille, il a environ 1,000 pieds d'épaisseur dans sa partie la plus large, et il affleure à environ 1,000 pieds du contact supérieur. Il semblerait que cette masse s'est séparée du couvercle par l'action du magma pendant qu'il pénétrait de force dans cette partie de la chambre laccolithique. Les plus petits xénolithes ont aussi été arrachés au couvercle par la roche intrusive. Quelques-uns d'entre eux ont été séparés en d'autres plus petits. Ils ont généralement un contour anguleux, mais ils ont aussi des arêtes plus ou moins arrondies. Le contact entre le xénolithe et la roche ignée est généralement très net. La présence de xénolithes est commune dans la zone de contact d'un batholithe, mais elle est un fait rare dans les murs d'une masse laccolithique.

Plusieurs géologues soutiennent le phénomène du broyage au contact et l'origine des xénolithes. Ce fait a été fortement soutenu par R. A. Daly dans sa théorie de l'intrusion batholithique.[1] Dans cette publication il a signalé que les xénolithes

[1] Mécanisme de l'intrusion ignée, A.J.S. Vol. 26, 1908, p. 22.

dans un laccolithe ont plus vraisemblablement été "arrachés des murs par la friction du magma en mouvement."

Les xénolithes dans le laccolithe de la rivière Ice sont entièrement métamorphisés et ils sont gris foncés ou gris verdâtres sur la surface fraîche avec des bandes foncées de vésuvianite, de grenat, ou de diopside. Ce zonage représente la stratification originelle de la roche.

Au microscope, on voit que les xénolithes sont formés d'une grande variété de minéraux tels que ceux que l'on trouve dans les roches de contact métamorphique. Parmi ceux-ci on peut mentionner la calcite, la scapolite, le diopside, la vésuvianite, le grenat, l'épidote, la trémolite, la wollastonite, la forstérite, la pennine, la clinozoïsite, le périclase, la brucite, le sphène, la biotite, la muscovite, l'ægyrine, le feldspath, la néphéline, la sodalite, la cancrinite, le quartz, etc.

Nous avons examiné au microscope plusieurs plaques minces de ces sédiments métamorphisés; il semble que ces roches de contact furent saturées de solutions venant du massif igné et qu'il y a eu apport de matière de la part de la roche englobante. Dans le cas de quelques petits fragments il n'est pas possible de distinguer entre une roche ignée et une roche sédimentaire métamorphisée, car nous trouvons les mêmes minéraux dans les deux. Le feldspath dans les xénolithes est le même que celui que l'on trouve dans la roche ignée. On trouve la néphéline et la sodalite dans des fragments de roche plus calcaire, et elles sont absentes dans les roches plus siliceuses. Le titane nécessaire à la formation du sphène, qui est abondant dans quelques échantillons, dérive de la roche ignée.

Dans une roche, le sphène forme de grands cristaux pœcilitiques ayant 8 à 12 mm de diamètre. Les divers fragments détachés d'un cristal sont orientés de la même manière entre les nicols croisés. La vésuvianite se présente toujours en zones associée au grenat. Ces deux minéraux se ressemblent beaucoup à l'oeil nu, mais sous le microscope la vésuvianite se présente sous la forme subhèdre ou anhèdre, sa double réfraction est faible, et elle présente quelquefois une structure zonée.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL.

Les formations sédimentaires dans cette partie du système

des montagnes Rocheuses, ont subi un métamorphisme régional, plus intense en certaines parties qu'aileurs. Les principaux bouleversements orogéniques qui ont produit ce métamorphisme ont eut lieu vers la fin de la période d'intrusion ou après. La roche ignée n'a pas ou presque pas été affectée par ces mouvements parce qu'elle a agi comme un "nodule" résistant au milieu de roches sédimentaires plus tendres, et celles-ci sont devenues ondulées, très clivées, et écrasées autour du massif laccolithique.

Nous avons signalé plus haut en parlant de la stratigraphie, que les roches de la zone écrasée quoique très clivées ne contiennent pas un grand nombre de minéraux secondaires. Les schistes argileux de la formation Chancellor se sont transformés en méta-argillites par cette altération régionale, et une partie d'entre celles-ci peuvent avoir résulté de la pression statique causée par les épaisses assises supérieures.

Les quartzites du Cambrien inférieur proviennent originellement d'un grès impur. D'un autre coté certaines couches de calcaire du Cambrien moyen et supérieur ont plus ou moins recristallisé, et en certains cas elles ont été transformées en un marbre gris ou blanc.

On peut encore voir l'effet de cette altération régionale dans le calcaire Ottertail. Il est recristallisé jusqu'à un certain degré dans presque la totalité de la formation, mais cette altération est plus apparente dans certaines couches que dans d'autres. Quelques bancs ont une texture saccharoïde, tandis que d'autres bancs plus impurs contiennent de l'actinote et de la trémolite cristallisées.

Dans le calcaire en bancs minces de la formation Ottertail, les couches les plus dures se sont brisées en fragments anguleux, tandis que la matrice a recristallisé en partie ou en totalité en calcite ou en dolomie. On peut voir ce fait dans le calcaire de la base sous le côté du laccolithe dans la vallée du ruisseau Moose. Nous avons d'abord pensé que cette roche avait été altérée par l'intrusion, mais cette altération est répandue sur une si grande surface, que nous croyons maintenant qu'elle a subi les effets d'un métamorphisme régional.

AGE DE L'INTRUSION.

PREUVE DE STRUCTURE.

On ne peut pas déterminer définitivement l'âge de l'intrusion des roches alcalines de la rivière Ice. Cette intrusion recoupe les couches ordoviciennes de la formation Goodsir qui est le sous-étage le plus élevé de la formation sédimentaire représentée dans la chaîne Ottertail où on rencontre le massif igné.

Nous avons déjà signalé que la période de plissement est plus ancienne que la période de glissement, tandis que d'un autre côté la période de glissement est plus ancienne que celle de la formation de failles.

Nous avons signalé ailleurs dans ce rapport que l'intrusion eut lieu après ou vers la fin de la période de glissement et avant la principale période de bouleversements orogéniques, quand les roches étaient écrasées et quand les chaînes de montagnes étaient formées. Dawson et d'autres géologues qui ont travaillé dans les montagnes Rocheuses croient que les principaux bouleversements qui ont produit l'élévation principale du système des montagnes Rocheuses, eurent lieu à la fin de l'époque Laramie. Ce plissement, qui a précédé le glissement ainsi que l'intrusion est d'âge post-crétacé. Les sédiments crétacés sont bien développés dans le bassin Cascade, à 35 milles au nord-est; ceux-ci ont aussi été affectés par le glissement. L'âge de la masse de la rivière Ice d'après les preuves de structure peut être déterminé comme post-crétacé.

PREUVE DE CORRÉLATION.

Comme ce complexe igné est le seul dans cette partie du système des montagnes Rocheuses, et comme il est le seul qui a été l'objet d'une étude au nord du col Crowsnest, située à environ 150 milles au sud-est, on ne peut faire de rapprochement d'âge qu'avec les masses ignées analogues des montagnes Rocheuses, non situées dans le voisinage immédiat, mais qui sont probablement en relation avec les mêmes phénomènes orogéniques.

Dawson signale sur sa carte de 1885, des roches volcaniques

qu'il attribue à l'époque crétacée du col Crowsnest. Knight qui a étudié ces roches au point de vue pétrographique, les appelle "des trachytes à analcime, des tufs et des brèches."[1]

Weed et Pirsson ont fait l'étude de la fameuse province pétrographique du Montana, l'une des provinces les plus importantes qui soient. Les diverses masses ignées comprises dans cette "province," quand on peut en faire la preuve, sont toujours d'âge post-crétacé. Ces gisements sont la montagne Castle;[2] les montagnes Little Belt,[3] Judith,[4] Highwood,[5] Crazy,[6] Little Rocky,[7] et Bearpaw.[8]

Faute de meilleure preuve on peut regarder l'intrusion de la rivière Ice comme post-crétacée, et antérieure au bouleversement de l'époque Laramie.

COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS DE ROCHES INTRUSIVES ALCALINES.

Le complexe de la rivière Ice présente certains caractères qui sont rares dans la plupart des gisements de ces roches alcalines décrites ailleurs à la surface du globe. Il diffère des autres gisements dans ce que toutes les roches contiennent de la néphéline, soit comme minéral essentiel ou accessoire, ou elles ont une composition alcaline. Ce complexe occupe une superficie de 12 milles carrés, et tous les types de roche se rapprochent plus ou moins de la syénite néphélinique, ou de l'ijolite, et il diffère en ceci des autres gisements décrits. La syénite alcaline ou les roches quartzifères font entièrement défaut dans la région de la rivière Ice. Si on considère les divers types de roches qui forme le complexe de la rivière Ice, celui-ci se rapproche plus de la

[1] Knight, C. W. Rec. Sci. Can., Vol. 9, nº 5, 1904, p. 265.
[2] W. H. Weed et L. V. Pirsson, C.G.É.U. Bull. 137, 1896.
[3] W. H. Weed et L. V. Pirsson, C.G.É.U. 20e Rap. Ann. 1900, p. 271.
[4] W. H. Weed et L. V. Pirsson, C.G.É.U. 18e Rap. Ann. 1897, p. 437.
[5] W. H. Weed et L. V. Pirsson, C.G.É.U. Bull. 237, 1905.
[6] W. H. Weed et L. V. Pirsson, C.G.É.U. Folio nº 56.
[7] W. H. Weed et L. V. Pirsson, Journ. de Géologie, Vol. 4, 1896, p. 399.
[8] W. H. Weed et L. V. Pirsson, Journ Sci Ann. Ser, 4, Vol. 1, 1896, p. 83.

foyaïte-théralite de Tasmanie décrite par Paul[1], et du complexe igné de Magnet Cove décrit par H. S. Washington.

Il diffère des gisements de Bancroft, Ontario, en ce que la structure gneissique ou feuilletée est absente[2], et en ce que le pyroxène comme minéral essentiel est plus fréquent que l'amphibole ou le biotite. Ce dernier caractère, ainsi que l'absence du corindon, font qu'il diffère de la série Siwamalai de l'Inde. Les divers types de la rivière Ice représentent une seule intrusion contemporaine, tandis que dans le district de Christiania, Brogger[3] reconnait une succession d'éruptions commençant par les types les plus basiques et formant une série jusqu'aux types les plus alcalins. Il divise la série en six groupes; le magma basique sub-alcalin représente une des extrémités de la série, et le granite à biotite l'autre extrémité, et le tout est suivi d'une intrusion de dykes.

C'est probablement le gisement de Magnet Cove[4] qui a le plus d'analogie avec les types de la rivière Ice. Aux deux endroits les divers types représentent une intrusion contemporaine. Le complexe a la forme d'un laccolithe irrégulier avec une cheminée nouricière. Les types dans les deux localités passent insensiblement d'une foyaite à une ijolite et à une jacupirangite. Tous les types sont étroitement associés et passent insensiblement de l'un à l'autre. La néphéline est présente dans presque toutes les roches et surtout dans les types intermédiaires. Le pyroxène est l'éléments coloré principal et varie de l'aegyrine à l'aegyrine-augite. L'amphibole et la biotite sont plus abondants dans les types plus basiques. Quoique CaO soit abondant, surtout dans les types intermédiaires, cependant il n'y a jamais d'anorthite. Il doit y avoir de la chaux dans le pyroxène. Quand SiO_2 augmente dans la roche, K_2O, Na_2O, et Al_2O_3 augmentent et MgO et FeO diminuent. Ceci prouve que dans les deux cas l'intrusion est continue. Ces

---

[1] Paul, F. P. Tschermaks Min. Pet. Mitt. Vol. 25, 1906, p. 269.

[2] Adams, F. D., et Barlow, A. E. Com. géol. Canada, Mémoire n° 6, 1910, p. 329.

[3] Brogger, Scitschrift fut Kryst. u. Min. Band. 16, 1890.

[4] Washington, H. S., Complex igné de Magnet Cove, Arkansas, Bull. C.G.A. Vol. II, 1900, p. 389.

gisements diffèrent cependant en ce que le complexe de Magnet Cove est basique au centre et acide à la périphérie, tandis que dans le laccolithe de la rivière Ice dans cette partie de la chambre où le magma avait une chance de se différencier, la partie plus alcaline et plus légère du magma s'est élevée au toit de la chambre et les minéraux les plus lourds ont descendu au fond.

Les autres gisements qui correspondent au type de Magnet Cove sont le laccolithe de Umptek de la péninsule Kola, Finlande, décrit par Ramsay et Hackmann,[1] la masse laccolithique de Ramnas, Norvège, décrite par Brögger,[2] et le stock de la montagne Castle dans le Montana décrit par Weed et Pirsson.[3]

Le laccolithe de Cnocna-Sroine près du lac Borolan, en Écosse,[4] ressemble beaucoup à celui de la rivière Ice. La roche la plus légère qui est une syénite quartzifère, est au sommet de la chambre, tandis qu'au-dessous il y a une roche de transition qui passe en profondeur à une "syénoïde" et à une "borolanite" à mélanite et à augite.

DISTRIBUTION DES SYÉNITES NÉPHÉLINIQUES ET DES TYPES ASSOCIÉS AU CANADA.

Une des régions les plus importantes au Canada est celle de la province pétrographique montérégienne au voisinage de Montréal. Il y a huit collines dans cette province parmi lesquelles celle du mont Royal est la plus connue. Ces collines ont été décrites par Adams, Dresser, Young et autres.[5]

---

[1] Fennia, Vol. II, n° 2, Helsingfors, 1894.

[2] Zeitschrift Kryst., Vol. 16, 1890. p. 45.

[3] C.G.É.U. Bull. n° 139, 1896, p. 134.

[4] Shand, S. J., "Sur la Borolanite et ses associés dans Assynt." Trans. Soc. Géol. Edimbourgh, Vol. 9, 5e Partie, 1910, p. 376.

[5] F. D. Adams, "Les Collines Montérégiennes," J. de G. Vol. II, n° 4, 1903.

F. D. Adams et O. E. LeRoy, Com. geol. Can. Vol. XIV, Partie O, p. 23, 1901.

J. A. Dresser, "Géologie de la Montagne Shefford." Geol. Amer. Vol. 28, 1901, p. 205.

J. A. Dresser, "Géologie de la Montagne Brome." Com. geol. Can. n° 904.

J. A. Dresser. "Géologie de la Montagne St. Bruno." Com. géol. Can. Mémoire n° 7, 1910.

G. A. Young. "Géologie de la Mont. Yamaska" Com. géol. Can. Vol. XVI, Partie H, 1904.

Un des gisements des plus grands que l'on connaisse dans le monde est celui de la région de Bancroft, Ontario, décrit par Adams et Barlow.[2] A cet endroit les syénites néphéliniques ont une structure schisteuse et feuilletée; certains types y sont riches en corindon. C'est la seule localité, ailleurs qu'à la rivière Ice, où la sodalite soit abondante.

A. C. Lawson a décrit une malignite et d'autres roches à néphéline venant du lac Pooh-bah, district de Rainy River, Ontario.[3]

W. G. Miller cite d'autres gisements dans la vallée de l'Ottawa et à la rivière Kipawa, à environ 20 milles au nord-est de l'extrémité sud du lac Timiscaming.[4]

Il y a un gisement de syénite néphélinique et de types associés à Port Coldwell, Ontario, étudié et décrit en détail par H. L. Kerr.[5]

En Colombie britannique il y a deux gisements connus, celui de la rivière Ice, qui est un des plus importants au Canada, et un gisement de syénite néphélinique et de malignite à la montagne Kruger, dans le sud de la province, près de la frontière Internationale. Ce dernier a été décrit par R. A. Daly dans son rapport pour la Commisssion de la Frontière Internationale, publié par le Ministère de l'Intérieur d'Ottawa.

Daly a fait un tableau utile et complet, qui indique les gisements de roches éruptives alcalines et subalcalines dans le monde, ainsi que leurs associations sur le terrain avec des sédiments calcaires.[6]

---

[1] Com. géol. Can. Mémoire n° 6, 1910, p. 227.

[2] Univ. de Californie, Bull, du Dept. de Géologie, Vol. 1, p. 337.

[3] Geol. Amer., Vol. 24, 1899, p. 276.

[4] Bureau des Mines d'Ontario, 7e rapport annuel, Partie B, p. 299.

[5] 19e rapport annuel, Bureau des Mines, Ontario, Vol. 19, 1ère partie, 1910, p. 194.

[6] "Origine des roches alcalines." Bull C.G.É.U. Vol. 21, 1910, p. 92.

CHAPITRE XI.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE.

CARACTÈRES OROGRAPHIQUES GÉNÉRAUX.

La région qui fait l'objet de ce rapport et qui paraît sur la carte géologique, est située presque entièrement sur le versant ouest du système des montagnes Rocheuses, à l'exception de la lisière orientale de la région qui s'étend vers l'est au delà de la ligne continentale de partage des eaux.

Dans son ensemble on peut dire que la structure est monoclinale et qu'elle a son pendage général vers le sud-ouest. Les couches les plus inférieures des formations sédimentaires affleurent dans l'extrême coin nord-est, et les couches les plus élevées ou les plus récentes affleurent dans la chaîne Beaverfoot dans l'extrême coin sud-ouest. Au point du vue orographie on peut diviser la région en trois chaînes distinctes; celles-ci ont une direction nord-ouest et sud-est qui représente l'axe principal du plissement montagneux. Ce sont les chaines Bow, Ottertail, et Beaverfoot, et les deux dernières s'unissent au nord de la voie principale du chemin de fer Canadien du Pacifique pour former la chaîne Van Horne.

La chaîne Bow, à l'est, est celle dont l'élévation moyenne est la plus haute, soit plus de 10,000 pieds, et elle forme la ligne continentale du partage des eaux. La chaine Ottertail occupe le centre de la région, et quoique son élévation moyenne soit inférieure à celle de la chaîne Bow, elle contient la montagne la plus haute dans cette partie du système des montagnes Rocheuses, et une des plus haute dans la partie canadienne des Cordillères de l'Amérique du Nord. Cette montagne est le mont Goodsir, qui est situé entre les vallées de la rivière Ice, du ruisseau Moose, et de la rivière Ottertail. La tour sud de cette montagne a 11,676 pieds de haut, et le tour nord a 11,555 pieds. Dans cette montagne les couches sont presque horizontales ou ont un pendage maximum de 20 degrés vers l'est, c'est-à-dire du côté opposé de la vallée de la rivière Ice.

La chaîne Beaverfoot est la troisième chaîne et celle la plus à l'ouest du versant occidental des montagnes Rocheuses à cette latitude. Dans cette chaine les couches sont très plissées et brisées. A cause de cela elle présente un contraste frappant avec les deux autres chaines dans lesquelles les couches ne sont pas très plissées à cause de la présence des bancs plus massifs qui les forment ou qui les recouvrent.

Les chaînes Ottertail et Beaverfoot sont séparées par la large "vallée transversale," que nous avons appelée plus haut l'auge Beaverfoot-Kootenay, parce qu'elle est en partie occupée par la rivière Beaverfoot qui coule vers le nord-ouest et en partie par la rivière Kootenay qui coule vers le sud-est. Cette vallée a un fond très tendre et très schisteux et elle a eu son contour modifié par l'action érosive des glaciers de vallée.

Les chaînes Ottertail et Bow sont séparées par la vallée de la rivière Ottertail qui, comme la Beaverfoot, est aussi formée de roches tendres et très écrassées, et qui est fonction de la sous-structure.

Toutes les vallées les plus larges sont de vraies vallées d'érosion qui dans plusieurs cas ont été élargies et approfondies par l'action de la glace. On voit encore dans ces parties de quelques-unes des vallées, qui coupent transversalement les couches sous-jacentes, la valée typique en forme de U façonnée par un glacier de vallée. On a déjà signalé que les parties supérieure et inférieure de la rivière Kicking Horse recoupent les couches quelle que soit leur structure, tandis que dans le reste de son cours elle suit la direction générale des roches tendres.

PLIS.

L'axe principal de plissement a une direction nord-ouest et sud-est. Dans la chaîne Bow, aux endroits où elle n'est pas modifiée par des failles, le pendage est généralement uniforme vers le sud-ouest. Cette chaîne, comme nous l'avons dit plus haut, montre la structure monoclinale du système des montagnes Rocheuses, que l'on peut voir plus clairement à l'est de cette région-ci.

On ne rencontre des plis serrés que dans les régions formées de roche tendre, comme par exemple dans la vallée de la rivière

Ottertail et dans celle de la Beaverfoot et dans la chaine de ce nom. Nous avons trouvé des plis anticlinaux, synclinaux, ouverts, fermés, symétriques et asymétriques. Les derniers sont généralement renversés vers le sud-ouest.

Dans la vallée Kicking Horse entre le mont Stephen et le mont Field, il y a un anticlinal qui met à nu quelques couches du Cambrien inférieur dans le fond de la vallée. L'axe principal de ce pli à une direction générale nord-sud. Nous avons aussi remarqué une direction analogue à plusieurs plis ouverts qui ont subi une légère compression; ceux-ci ne sont pas aussi caractéristiques que ceux qui ont une direction nord-ouest sud-est. Ceci ferait supposer que la période de plissement dans les montagnes Rocheuses a commencé par la production d'efforts de compression qui venaient de l'est et de l'ouest, et plus tard l'axe majeur de compression prit une direction nord-est sud-ouest, et il en résult[illegible] formation de plis de la première dimension.

Au mont Ogden et à l'est de la montagne Cathedral les couches s'enfoncent brusquement vers le nord-est, mais elles réapparaissent de nouveau au mont Bosworth, formant ainsi un petit synclinal.

Dans la région reposant sur les roches écrasées dans la vallée Ottertail et qui sont représentées sur la carte par la partie écrasée de la formation Chancellor, les couches se présentent en plis serrés. Le plissement le plus intense s'est produit le long de la lisière nord-est de cette zone et les plis s'élargissent peu à peu vers le centre de la vallée et ils affectent en aspect ondulatoire ou pendage monoclinal dans la chaine Ottertail. On voit très bien ces plis serrés sur l'épaule du mont Duchesnay entre le sommet de cette montagne et la passe du même nom. Les couches sont en plis si serrés qu'elles présentent une structure isoclinale en certains endroits. La profondeur de quelques-uns de ces plis est supérieure à 2,000 pieds.

Il est important de remarquer que partout où on a pu faire la détermination, les plis étaient antérieurs au broyage, et postérieurs à l'intrusion laccolithique du complexe igné de la rivière Ice.

La structure de la vallée de la rivière Ice forme un anticlinal,

comme on peut le voir sur la coupe en travers (I-J). Cette période de plissement eut lieu avant l'intrusion. Les couches qui recouvrent le massif igné furent soulevées plus tard par l'intrusion, qui, comme nous l'avons dit plus haut, présente le mécanisme d'une intrusion laccolithique.

La sous-structure de la vallée Beaverfoot est en partie cachée sous les dépôts superficiels, mais quand les couches affleurent elles présentent la preuve d'un plissement. Dans la chaîne Beaverfoot les couches sont renversées vers le sud-ouest et présentent des failles en divers endroits.

CLIVAGE.

Il y a des preuves de clivage et de broyage intense partout dans cette région, dont l'importance varie avec la texture et la résistance de la roche à l'écrasement. Le broyage est plus intense dans les vallées Ottertail et Beaverfoot.

Parmi les bancs épais de quartzites de la formation sédimentaire Cambrien inférieur, il n'y a de clivage que dans les couches minces interstratifiées de schiste siliceux ou de grès fin argilacé. Les plans de clivage occupent toute l'épaisseur de ces couches, mais ils ne pénètrent pas dans les bancs massifs. On peut voir très bien ce caractère le long du chemin de fer à 1 mille à l'est de Field.

La direction des principaux plans de clivage est N. 65° à 75° O, et le pendage moyen est 60° à 85° S.O.; cependant le pendage est quelquefois beaucoup moindre, ou vertical, ou vers le nord-est.

Dans la vallée Ottertail les plans de clivage sont beaucoup plus prononcés que les plans de stratification. Généralement on peut voir ces derniers sur les faces de clivage de l'ardoise, représentés par des bandes distinctes, mais plus fréquemment par des lignes plus foncées dans les couches à texture plus fine.

Il y a une autre série de plans de clivage moins importants qui recoupent les principaux plans à angle droit. On peut les voir très bien le long du chemin de fer entre la gare Ottertail et la "courbe Leanchoil," où ils produisent l'émiettement des roches en fragments anguleux. Ces plans ont une direction S. 35° O.

Il y a d'autres plans de clivage dans les argillites très schisteuses et les ardoises de cette région. Le long du chemin de fer près de la gare Ottertail les couches tendres se brisent en fragments anguleux limités par quatre plans distincts et un autre moins distinct. Trois de ces plans sont des clivages, et les deux autres sont probablement des plans de cassure.

En plusieurs endroits dans la vallée Ottertail on voit distinctement les plans de clivage recouper les plis, de sorte que, comme nous l'avons dit plus haut, la période de broyage est postérieure à celle de plissement, et aussi postérieure ou contemporaine de la fin de l'intrusion. Les sédiments plus tendres, autour du laccolithe et surtout dans la chaîne Chancellor où les affleurements sont nets, ont été écrasés contre la roche ignée plus résistante, de sorte qu'en quelques endroits les sédiments ont été poussés par dessus le bord du laccolithe. On trouve dans un cas un bloc de roche ignée au pic Butwell entouré de calcaire écrasé, ce qui montre que l'intrusion ignée est antérieure à la période de broyage. Le broyage appartient à la période principale de diastrophisme, qui a eu lieu à l'époque Laramie dans les montagnes Rocheuses, tandis que le plissement et l'intrusion sont d'âge post-crétacé ou au moins postérieurs au dépôts des couches crétacées dans la partie orientale des montagnes Rocheuses.

PLANS DE CASSURE.

Les plans de cassure ne sont pas caractéristiques des roches de cette région; le meilleur exemple se rencontre dans les bancs épais de calcaire au sommet du mont Bosworth. Il y a deux plans de cassure quelquefois presque à angle droit l'un sur l'autre, mais ces plans ne semblent pas avoir une direction régulière, quoiqu'une série ait fréquemment une direction est-ouest. Il y a des plans de cassure semblables dans le calcaire horizontal de la formation Eldon dans l'amphithéâtre du mont Stephen. Ici l'eau de surface a dissout des chenaux de quelques pouces de largeur et de plusieurs pieds de profondeur le long de ces plans de cassure.

FAILLES.

Les failles sont importante et nombreuses dans cette région. Les failles sont généralement directes, et sous ce rapport le ver-

sant ouest du système des montagnes Rocheuses à cette latitude diffère du versant est où les failles sont surtout inverses et à recouvrement.

Il y a deux systèmes principaux de failles. Celui qui comprend la majeure partie des grandes cassures a une direction nord-ouest sud-est qui correspond à l'axe principal des plis montagneux. L'autre système a une direction nord-sud et les failles sont apparemment plus récentes que les autres. Il y a aussi plusieurs failles et glissements de moindre importance.

La faille la plus importante ayant une direction nord-ouest sud-ouest est connue dans ce rapport sous le nom de faille "Stephen-Dennis." Cette cassure passe à l'ouest de l'amphithéatre du mont Stephen et fait plonger les strates à la couche fossilifère du mont Stephen. Sa trace n'a pas été relevée sur le côté nord de la vallée Kicking Horse. Elle continue vers le sud-est par la passe Odoray et vers le sud de la montagne Park. Cette cassure forme en partie la bordure orientale de la zone d'écrasement sur laquelle repose la vallée Ottertail. La descente s'est faite vers l'ouest, comme on le peut voir sur la section (C-D). Il n'a pas été possible de déterminer le rejet exact à cause du grand amoncellement de roches brisées à l'ouest.

Un autre faille ayant une direction semblable suit le côté ouest de la crète du mont Hunter dans la chaîne Van Horne. Il n'y a que l'extrémité de crète à l'est de Leanchoil qui paraît sur la carte. Les bancs supérieurs affleurent sur le côté sud-ouest de la cassure et le plan de faille est presque vertical.

Le versant nord-est de la chaine Beaverfoot est traversé par une autre faille de direction nord-ouest sud-est.

La plus grande faille du système de cassures qui ont une direction nord-sud est la faille Stephen-Cathedral (ainsi appelée dans ce rapport parce qu'elle affleure au mieux entre ces montagnes). Par elle les quartzites du Cambrien inférieur dans la montagne Cathedral viennent buter contre les couches du Cambrien moyen au mont Stephen. Il y a un déplacement de plus de 3,000 pieds, avec descente vers l'ouest. Cette cassure se continue vers le haut de la vallée Yoho et elle coupe le versant est du mont Field. Au sud elle passe par-dessus la passe Odaray et va se perdre dans la zone écrasée. Cette faille est

plus récente que la cassure Stephen-Dennis, car cette dernière est déplacée de plus de un demi-mille à la passe Odaray. La carte indique la direction nord-sud de cette faille. Il y a une autre faille, avec un pendage presque vertical, qui est une branche de la faille Stephen-Cathedral. Elle passe sur le versant nord du mont Odaray par le centre du lac McArthur, et à travers la passe Biddle, où les quartzites du Cambrien inférieur dans le mont Biddle viennent buter contre le Cambrien moyen à la montagne Park. On n'a pas pu suivre la trace de cette cassure dans la zone d'écrasement. La section A-B. indique le pendage abrupt de ces plans de faille.

Sur le côté est de la montagne Cathedral et près de l'embouchure de la vallée du ruisseau Cataract, les couches plongent très abruptement vers l'est, mais elles se relèvent de nouveau au mont Bosworth.

Il y a une faille directe qui affleure sur la crête qui relie le pic Paget au mont Bosworth; sa descente est vers l'ouest. Walcott dit que cette faille "fait remonter la base de la formation Paget d'environ 500 pieds," à la pointe Buff.

On voit une autre cassure sur le côté est du mont Bosworth, et les couches les plus basses affleurent de nouveau sur le côté est de la faille.

Dans la chaîne Ottertail il y a plusieurs petites failles. Dans la vallée de la rivière Ice, sur la crête ouest du [illegible] Mollison, il y a une faille avec descente vers l'est qui re[illegible] les sédiments mais non la roche ignée, de sorte qu'elle est an[illegible]eure. Elle n'a aucune relation avec les deux principaux systèmes de failles.

Pour ce qui regarde l'âge de ces failles, on peut dire d'une manière générale qu'il y eu formation de failles avant la période de l'intrusion, mais les principales failles nord-ouest sud-est se sont formées après l'écrasement et durant la période de tension, car les failles sont toutes normales ou directes. On peut les considérer comme représentant une détente après une période de compression. Les cassures nord-sud sont plus récentes que celles nord-ouest sud-est.

FISSURES.

Les fissures sont importantes au point de vue économique. Quelques-unes d'entre elles ont servi de cheminées pour l'ascension des solutions métallifères. Plusieurs de ces fissures contiennent de petites poches de minerais de plomb, de zinc, et d'argent. Elle n'ont pas de direction générale et on les trouve aussi bien dans les roches ignées que dans les roches sédimentaires. Dans les premières elles sont quelquefois remplies de minéraux comme la cancrinite, la sodalite, la wollastonite, la calcite, ou l'actinote. Les fissures ont probablement été formées par les mêmes forces qui ont produit les failles.

CHAPITRE XII.

GÉOLOGIE HISTORIQUE.

FORME AVANT LA FORMATION DES MONTAGNES.

Les changements dans la forme de la surface qui eurent lieu durant la période de formation des montagnes des différentes chaînes du système ont été si variés et d'une si grande amplitude que tout ce qu'on peut dire à ce sujet n'est que probabilité et conjecture. Davis, et peut-être quelques autres, pense que la région qui occupe actuellement le système des montagnes Rocheuses, après qu'elle eut cessé d'être un bassin de formation de dépôts sédimentaires avait un pendage initial vers l'est. Ce bassin s'est déformé par plissement, nivelé par érosion, plus tard soulevé durant le grand bouleversement de l'époque Laramie, et enfin découpé par l'érosion à sa forme actuelle. Il ne semble pas y avoir de preuve positive pour expliquer un tel nivelage en bloc des plis primitifs avant la déformation finale. La concordance approximative des sommets n'implique pas nécessairement l'existence d'une ancienne surface nivelée.

SÉDIMENTATION.

L'ancien continent, qui a fourni les matériaux à la formation des roches sédimentaires que nous étudions, se trouve à l'ouest. Cette partie des Cordillères du Nord de l'Amérique à l'est de la tranchée des montagnes Rocheuses a été appelée par Daly le "géosynclinal oriental des montagnes Rocheuses," tandis que la partie occidentale a été appelée "le geosynclinal de l'ouest." Cette partie ouest des Cordillères est la région continentale qui a fourni les matériaux pour la sédimentation dans le bassin de l'est.

Nous avons déjà dit que les plus anciennes roches de la région sont d'âge précambrien, et sont formées de grès quartzitiques et de schistes argileux siliceux. Au sommet il y a un conglomérat de base dont la composition prouve que ces roches ont une origine commune étroite. Walcott croit que ces roches sédimentaires

pré-cambriennes se sont déposées dans une mer fermée d'eau douce, et que la sédimentation cambrienne a commencé par un enfoncement et une introduction de conditions marines.

Les sédiments du Cambrien inférieur, qui sont presque exclusivement des quartzites ferrugineux, se sont déposés dans une mer peu profonde et pas nécessairement près de la plage, car la texture de ces couches est très uniforme et les cailloux en sont absents. La présence d'une stratification entrecroisée dans certaines couches confirme aussi la déposition en eau peu profonde de ces sédiments.

Nous pouvons citer ici certains faits au sujet des conditions de sédimentation qui existaient dans cette région à l'époque Cambrienne, et au moins à la fin de l'époque Goodsir dans l'Ordovicien. A cette époque les mouvements orogéniques n'étaient pas assez violents pour produire une discordance dans la sédimentation, bien que le changement subit entre les quartzites du Cambrien inférieur et les calcaires du Cambrien moyen pourrait représenter une oscillation soudaine dans le niveau du fond de la mer et production d'une eau de sédimentation plus profonde.

La totalité du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur jusqu'au sommet de la formation Sherbrooke est essentiellement formée de calcaires dolomitiques et arénacés. Ceci indique une très longue période de stabilité et de repos et quelques légères oscillations qui expliquent la formation des couches un peu plus argileuses. Ces formations ont une épaisseur totale de 8,550 pieds, et ceci représente une période extrêmement longue de conditions d'eau claire.

Est survenu ensuite un changement graduel des niveaux, qui a produit des conditions d'eau boueuse qui ont donné naissance aux schistes argileux de la formation Chancellor. La remarquable uniformité de ces schistes argileux, sur une épaisseur de 4,500 pieds, indique une longue période de repos. La terre ferme qui a fourni ces matériaux contenait beaucoup de fer comme l'indique ces couches qui s'altèrent toujours en rouge par les agents atmosphériques. On a suggéré que le caractère zoné de quelques-unes de ces couches dans la zone d'écrasement pouvait être expliqué, non par des oscillations

continuelles des niveaux, mais par des variations dans les saisons.

Un retour soudain aux conditions d'eau claire a permis le dépôt du calcaire Ottertail qui a plus de 1,700 pieds d'épaisseur. Un autre changement soudain a mis fin à cette forme de dépôt et a permis le dépôt de la formation Goodsir. Cette formation a plus de 6,040 pieds d'épaisseur, et, par conséquent, beaucoup plus épaisse que toute autre formation, mais ceci n'implique pas une période plus longue de sédimentation, car le taux d'accumulation des sédiments dépend du caractère de ces sédiments. On peut expliquer la variation de composition des sédiments de cette formation par de fréquentes oscillations des niveaux.

INTRUSION ET DÉFORMATION.

L'intrusion, d'après la preuve que nous avons en mains, semble avoir suivi une période de déformation orogénique durant laquelle les couches se sont plissées en longues chaînes montagneuses. L'intrusion fut suivie par un bouleversement orogénique plus intense qui a produit dans les couches des plans de clivage perpendiculaires à la direction des plis, mais les couches ainsi affectées sont surtout situées dans une région parallèle à l'axe de plissement, c'est-à-dire, nord-ouest sud-est. Le plissement fut suivi par une période de formation de failles normales, ce qui indique que l'écorce terrestre était soumise à des efforts de tension qui correspondent à la détente après une période de compression intense. Il s'est formé des fissures et des fractures dans les régions où les efforts de déformation n'étaient pas aussi violents, et quelques-unes de ces factures se sont remplies plus tard. Depuis lors l'érosion a agi d'une manière constante, elle a sculpté les chaînes de montagnes, les arêtes et les pics.

Le cycle d'érosion actuel est à l'état naissant. Il n'y a aucune région interfluviale, les arêtes sont effilées comme des couteaux, et les cours d'eau creusent encore leurs sillons.

On ne connait pas exactement l'âge de l'intrusion, mais il est probable, d'après ce que nous connaissons, qu'elle est d'âge post-crétacé, ou à peu près contemporaine des bouleversements Laramiens qui ont produit le plissement principal ou la torsion des montagnes Rocheuses. Il semble que le plissement com-

mença vers la fin du Crétacé, après le dépôt des sédiments crétacés de la partie orientale du système de montagne. Il y eu formation de petites failles en même temps que se produisait le plissement. Ensuite vint l'intrusion du complexe alcalin qui se fit d'une manière continue comme un laccolithe de sorte qu'il se produisit un soulèvement des assises qui servaient de couvercle. La fin de l'intrusion est représentée par la formation de dykes aschistiques et diaschistiques peu nombreux et étroits.

GLACIATION ET TOPOGRAPHIE RÉSULTANTE.

Depuis la disparition de la glace, l'érosion a produit des effets de désintégration et de nivellement. Plusieurs des bassins abandonnés par la glace sur le fond des vallées se sont nivelés, tandis que d'autres vallées ou dans d'autres parties des mêmes vallées qui contenaient des bassins nivelés, les cours d'eau creusent et élargissent leurs chenaux dans les assises sousjacentes.

L'action de la gelée, de la pluie, et du vent rétrécit rapidement les chaînes interfluviales, effile les pics les plus altiers et nivelle les moins élevés.

CHAPITRE XIII.

CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES.

EXISTENCE PROBABLE D'UN MASSIF IGNÉ PLUS PROFOND.

Le complexe igné de la rivière Ice est la seule roche ignée qui affleure dans cette partie du système des montagnes Rocheuses. Dawson mentionne une masse ignée beaucoup plus petite à environ 50 milles au sud-est dans la chaîne Mitchell. Les sédiments en dessous du laccolithe de la rivière Ice sont plus ou moins altéres, mais le métamorphisme est si étendu que l'on ne peut l'expliquer que par le métamorphisme régional et non par les effets de contact produits par un magma plus profond et plus grand. D'un autre côté il y a de nombreuses fissures, des veines, et des couches minéralisées dans un rayon de 10 milles autour du laccolithe de la rivière Ice. Les solutions minéralisantes sont venues de la profondeur, et c'est probablement une masse ignée qui n'a pas encore été mise au jour par l'érosion qui les a fournies.

Dawson, dans son rapport de 1885 (p. 116 B) dit que les calcaires à l'ouest de la passe White Man, 50 milles au sud-est de la rivière Ice sont très métamorphisés en certains endroits où ils ont recristallisé. Ce fait lui fit croire à la présence d'une autre masse intrusive près de la surface, quoique, l'érosion ne l'ait pas encore fait affleurer.

L'auteur croit qu'il y a une masse intrusive très importante en dessous de celle de la rivière Ice. Il semble probable que la partie alcaline et moins dense qui occupe la partie supérieure a été poussée dans la chambre supérieure venant de cet immense réservoir.

MÉTHODE D'INTRUSON.

Nous avons déjà dit que ce complexe a la forme d'un laccolithe asymétrique auquel est ajouté une cheminée nourricière. La présence d'une petite faille dans les sédiments qui recouvrent le laccolithe ne pénétrant pas dans la roche ignée, fait croire que l'intrusion a commencé le long de cette cassure. La cheminée

nourricière s'est élargie par le broyage des calcaires sur ses parois. Quand le magma eut atteint l'horizon entre le calcaire massif de la formation Ottertail et les schistes argileux tendres d'en dessous, il s'est étendu, surtout vers le nord, parce que le pli était beaucoup plus incliné vers le sud où se trouve maintenant la crête du mont Mollison. L'horizon la plus basse où l'on rencontre la roche ignée se trouve à la base de cette formation de calcaire. Une partie de la matière ignée s'est élevée jusqu'au centre du calcaire Ottertail et là elle a pénétré le long d'un banc de schiste argileux plus tendre qui a été métamorphisé en corne verte. La formation calcaire fut séparée, et c'est ainsi que c'est formée l'extension du complexe vers le nord-ouest. Le [illegible]na en se dirigeant vers le nord à partir de la cheminée principale traversa toutes les couches supérieures, jusqu'à ce qu'il eut atteint les schistes argileux de la formation Goodsir au-dessus du calcaire Ottertail. Nous avons dit que le calcaire Ottertail forme le couvercle partout ou il affleure le long du contact escarpé du sud. La pression hydrostatique qui accompagnait l'intrusion n'eut pas beaucoup d'effet sur cette roche massive, et le magma l'a soulevée. Si le magma était très visqueux, et on a des raisons pour le croire, une certaine partie de la force hydrostatique a dû agir pour vaincre la viscosité interne du magma, et l'effet externe n'a pas dû être aussi grand que si le magma avait été moins visqueux. Théoriquement, on ne peut pas considérer un magma comme un liquide à cause de sa viscosité. Le complexe représente une intrusion continue qui se sépara plus tard en les divers types qui le composent.

PREUVE ET CAUSE DE LA DIFFÉRENCIATION.

Les roches du complexe de la rivière Ice présentent le cas intéressant d'un magma qui s'est différencié en divers types. Nous avons signalé que le complexe comprend une série de types de roches qui passent toutes insensiblement des uns aux autres. On ne peut pas expliquer cette séparation du magma par aucun procédé simple, mais seulement par plusieurs procédés qui ont probablement agi avant, pendant et après l'intrusion.

R. A. Daly[1] a fait une étude comparative de plusieurs

[1] "Origine des roches alcalines." Bull C.G.A., Vol. 21, 1910, p. 87.

régions à syénite néphélinique et à autres roches alcalines sur le globe. Il montre que dans 107 sur 155 localités, la roche ignée est associée à des calcaires ou à des roches carbonatées. De ces faits il tire la conclusion hypothétique que les roches alcalines se sont formées par absorption de calcaire dans le magma fondu. Cette matière carbonatée a agi comme fondant et le magma générateur s'est désilicifié en un autre plus alcalin.

Le complexe igné de la rivière Ice constitue un cas très solide en faveur de cette hypothèse. Avant d'arriver à sa position actuelle la matière fondue eut à traverser au moins 10,000 pieds de calcaires ou de sédiments calcaires appartenant à l'époque Cambrienne, et 3,000 pieds de schistes argileux plus ou moins calcaires.

La transformation dans le complexe en divers types de roches s'est effectuée surtout après l'intrusion. Le magma qui a d'abord pénétré dans les parties plus minces de la chambre, s'est refroidi avant qu'il eut le temps de se différencier complètement, mais une séparation partielle avait eu lieu durant l'intrusion. On peut voir ceci dans le bras nord-ouest à partir de la partie principale de la masse ignée. Dans cette partie du complexe il n'y a aucune distribution bien définie des types, et il n'y a pas de syénite néphélinique ni de termes alcalins extrêmes. Des lambeaux uliers ou schlieren sont abondants dans cette partie du complexe, mais nous avons déjà dit que ces schlieren sont bien cristallisés, sont fréquemment granulaires, porphyritiques ou pegmatitiques. Le magma sur les bords plus minces de la chambre laccolithique se serait séparé en diverses parties s'il était resté à l'état fondu assez longtemps ou s'il avait été peu visqueux.

La séparation incomplète dans cette partie de la chambre fait croire que la viscosité était très grande et que les diverses variations sont dues à des forces chimiques ou physicochimiques. Une ségrégation partielle de certains groupes de minéraux, soit à l'état solide ou liquide, avant que le magma eut atteint sa position actuelle, expliquerait un grand nombre de ces schlieren. Les nombreuses phrases porphyritiques dans cette partie de la masse font croire que le magma était très visqueux.

Dans la partie plus épaisse du laccolithe qui peut avoir

en partie le caractère d'un stock, le magma est resté beaucoup plus longtemps à l'état fondu et il en est résulté des changements physiques importants. Il s'est produit une séparation par la gravité, les alcalis se sont élevés au sommet de la chambre tandis que les minéraux ferromagnésiens "cafemic" ont descendu dans les parties basses. On peut voir ceci à la montagne Zinc où on trouve la syénite néphélinique au sommet, les ijolites en dessous, et les termes les plus riches en minéraux ferromagnésiens sur le plancher de la chambre. La fluidité du magma s'est probablement maintenue plus longtemps dans cette partie plus profonde du complexe, à cause du calcaire assimilé par le magma qui agissait comme fondant. Les preuves sur le terrain montrent que cette partie très alcaline du magma est restée à l'état fluide longtemps après que le reste eut été solidifié, parce que des filons-couches et des dikes de syénite néphélinique, et quelquefois de syénite à sodalite, remplissent des fissures de retrait dues au refroidissement dans les types mélanocrates. Nous avons montré que quoique les divers types de roches dans le complexe représentent une intrusion contemporaine, les types foncés se sont toujours solidifiées les premiers.

Dans la partie du complexe en forme de stock, où un changement physique a fait séparer le magma en divers types, il en est résulté que les minéraux les plus lourds se sont enfoncés et la partie résiduelle supérieure du magma est devenue plus alcaline et moins siliceuse avec absence des éléments ferromagnésiens. Tels sont les faits que l'on remarque sur le terrain, et ceci est confirmé par l'examen des densités des divers types de roche qui forment le tableau d'une page suivante. La roche au sommet de la chambre est une syénite à sodalite qui a une densité plus faible que les autres. La roche ne contient généralement pas d'éléments colorés. On trouve aussi la syénite néphélinique dans la partie supérieure de la chambre, tandis que les variétés riches en feldspath sodique ou calsodique se rencontrent dans les parties inférieures. Il y a une structure foyaïtique dans quelques parties de la masse à syénite néphélinique. On peut expliquer ce phénomène par la présence de courants de convection après la différenciation et avant que la cristallisation ne fut très avancée. On n'a pas pu trouver sur le terrain de preuve

pouvant confirmer cette explication, mais nous la mentionnons ici comme une hypothèse.

L'apport de CaO au magma générateur a produit en quelques cas la formation d'ægyrine-augite et de feldspath andésine. Ces minéraux se sont enfoncés dans les parties plus profondes de la chambre. L'expérience prouve que de tels changements peuvent s'opérer dans un magma.[1]

Nous ferons plus tard une étude chimique des divers types.

ASSIMILATION.

Contact.—En étudiant les relations de structure du complexe igné, nous avons mentionné qu'il y a quelques blocs de sédiments en inclusion dans la roche ignée. Il s'est produit une légère assimilation sur le contact. En étudiant certains types de roches au microscope on voit qu'il s'est produit des changements chimiques. Le calcaire en se dissolvant a fourni CaO et CaO_2 au magma, et il en est résulté un changement dans l'équilibre chimique. Ces nouveaux composés chimiques ont probablement donné naissance à des minéraux comme la calcite, la cancrinite, la pérovskite, et la mélanite. La calcite est un élément primaire dans la roche. L'explication la plus simple que nous pouvons donner pour sa présence est celle ci-dessus. On a trouvé de la calcite primaire dans plusieurs autres gisements de syénite néphélinique, et mêmes dans certains granites.

Adams et Barlow disent que la calcite dans le gisement de syénite néphélinique de Bancroft sont des grains résiduels de blocs de calcaire qui se sont brisés et qui ont été fondus. Dans le gisement de la rivière Ice l'auteur croit que le magma s'est assimilé des blocs de calcaire qui lui ont fourni ses éléments carbonatés, et que la calcite a cristallisé dans le magma à la manière des autres constituants de la roche résultante.

En quelques endroits près du contact inférieur le calcaire a eu pour effet de rendre le feldspath plus calcique que celui de la roche normale.

Abyssique.—Il n'y a aucune preuve d'absorption d'inclusions sédimentaires, mais comme nous l'avons suggéré en discutant

[1] Vogt. J. H. L., T.M.P.M. Vol. 27, 1908, p. 134.

la différenciation, il semble probable qu'il y a eu une grande quantité de calcaire dissout par la masse intrusive autour de la cheminée nourricière de ce complexe. L'apport de cette matière carbonatée produirait la désilicification du magma, et comme l'a suggéré R. A. Daly il en résulterait un magma plus alcalin.

D'après cette hypothèse le réservoir plus profond contiendrait des matériaux beaucoup moins alcalins et se rapprochant du basalte primordial. Il est intéressant de noter que la seule autre masse intrusive que l'on rencontre dans les montagnes Rocheuses, au nord du 49e parallèle de latitude, est une diorite. Cette masse est mentionnée par Dawson dans son rapport de 1885, et se trouve à environ 50 milles au sud-est du complexe de la rivière Ice. Ceci fait croire qu'il peut y avoir un réservoir plus profond contenant des matériaux plus basiques que ceux que l'on rencontre au laccolithe de la rivière Ice.

Tableau des Densités.

Échantillon	*Type*	*Densité*
A. 504.	Syénite à sodalite	2·455
A. 550.	Sodalite (veine)	2·464
A. 400.	Syénite néphélinique	2·605
A. 400.	Foyaite	2·609
A. 511.	Syénite néphélinique (à gros grains)	2·612
A. 440.	Foyaite avec aegyrine et sphène	2·657
A. 529.	Tönsbergite	2·721
A. 445.	Syénite à hydronéphéline	2·578
A. 392.	" " " (contact supérieur)	2·596
A. 384a.	Ijolite (analysée) (ijolite à hornblende)	2·892
A. 385.	"	2·919
A. 564.	Ijolite	3·091
A. 360.	Jacupirangite(schlieren en forme de bombe)	2·919
A. 538.	"	3·380
A. 457.	"	3·471
A. 536.	Cortlandite (hornblendite)	3·146
A. 543.	Schorlomite	3·809

CHAPITRE XIV.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.

CARACTÈRE GÉNÉRAL DES GISEMENTS DE MINERAI.

Il y a plusieurs localités dans la région où on a localisé du minerai; et sauf en un endroit, il n'y a eu que très peu de développement de fait. Dans plusieurs cas le minerai se présente en petites poches de faible importance. Dans la plupart des cas le minerai contient de la galène argentifère et de la blende. Il y a du cuivre dans quelques petits prospects.

Presque partout le minerai est étroitement associé à des fissures ou à des zones de broyage. Le minerai se présente surtout dans les calcaires du Cambrien moyen, ou dans la formation Chancellor du Cambrien supérieur, mais on a aussi trouvé de petites poches de minerai dans la formation Ottertail du Cambrien supérieur et aussi dans le Cambrien inférieur. Les solutions métallifères sont montées dans les fissures et elles ont remplacé les couches tendres ou altérées ou elles s'y sont répandues. On ne peut pas trouver de relation étroite entre aucune de ces couches et le complexe igné qui affleure à la rivière Ice et qui est la seule masse de roche ignée dans cette partie des montagnes Rocheuses. On a pensé que la présence de ces régions minéralisées éloignées pourrait indiquer une extension plus grande de la roche ignée qui n'affleure pas encore. Sauf à la mine Monarch au mont Stephen, on n'a fait aucun développement important sur ces gisements. Nous mentionnerons tous les gisements connus, mais nous ne ferons que signaler brièvement les moins importants.

MINE MONARCH.

SITUATION.

La mine Monarch est située à environ 3 milles à l'est de Field sur la face escarpée du mont Field, et à 1,000 pieds, presque verticalement au-dessus du chemin de fer Canadien

du Pacifique. L'affleurement du minerai fut découvert dès 1885; c'est l'une des plus vielles mines de la Colombie britannique. On ne l'a pas toujours appelée par ce nom et elle a changé de mains plusieurs fois. A l'époque ou nous avons examiné cette propriété elle appartenait au Mt. Stephen Mining Syndicate qui l'exploitait, et Mr. J. A. Thomson en était le directeur-gérant avec ces quartiers généraux à Vancouver.

CARACTÈRE DU GISEMENT.

Le massif de minerai se trouve dans une bande de calcaire gris bleuâtre ayant environ 300 pieds d'épaisseur et une couleur un peu rosâtre sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques. Le calcaire appartient à la formation Cathedral qui forme la base du Cambrien moyen. La roche a une fissure principale presque verticale dont la direction est S. 10° E. Il y a une série de fissures en travers dont la direction est est-ouest.

Il y a une zone bien marquée de roche écrasée que l'on peut voir très nettement du côté opposé de la vallée ou du fond de la vallée Kicking Horse. Cette zone dans sa partie la plus large a environ 500 pieds de largeur, mais il n'est pas possible de l'examiner de près, parce qu'elle se trouve sur une face verticale du mont Stephen. Elle traverse en diagonale les couches de calcaire Cathedral et elle se coince sur le côté sud-ouest de la montagne à 800 pieds plus haut et près de la base de la formation Stephen. Dans les travaux de la mine quand elle affleure elle consiste en une masse de roches émiettées. Les fragments sont cimentés ensemble par de la calcite ou par du minerai, de sorte qu'en certains endroits le banc de calcaire ressemble à une véritable brèche. Les blocs ont des dimensions variables depuis quelques pouces à plusieurs pieds de diamètre. On trouve les minéraux, qui sont surtout de la galène, de la blende, et de la pyrite, aux environs des fissures principales ou en travers, et aussi dans la matière qui cimente ces blocs émiettés.

Quand les fragments de calcaire sont petits les minéraux peuvent former la majeure partie du ciment ou peuvent fréquemment imprégner les blocs eux-mêmes. Dans quelques

cas, mais pas toujours, il y a un enrichissement de minerai à la rencontre de deux fissures. En d'autres endroits il y a remplacement de la roche carbonatée par les minéraux, et on rencontre des poches formées de minerai presque pur, surtout de la galène. Quelques unes des poches qui ont déjà [illegible]availlées ont plus de 10 pieds de diamètre. Il est difficil[illegible]crire la forme de ce gisement tel qu'il est maintenant, car [illegible] banc de calcaire émietté déplace le massif de minerai [illegible]sieurs pieds d'un coté ou de l'autre. La fissure principale [illegible]-sud que nous avons suivie sur une distance d'environ 250 pieds semble se diviser en plusiers autres petites à l'extrémité intérieure (sud). Une faille ayant un déplacement apparemment faible a traversé le massif de minerai à cette extrémité. Le relèvement s'est fait sur le côté sud de cette cassure qui a une direction presque est-ouest. Le fond du massif de minerai est formé d'un bloc de calcaire dolomitique siliceux beaucoup plus massif qui a été moins émietté aux environs de la fissure et qui contient très peu de minerai. Une zone de pyrite semble marquer le bord latéral de la roche enrichie en minerai. On trouve généralement la blende intimement associée à la galène, quoiqu'on la trouve quelquefois seule dans certaines parties du gisement. Les côtés des fissures plus larges sont généralement très oxydés et quelquefois il y a de 2 à 5 pouces d'argile. L'analyse montre que la galène contient un maximum de 5 onces d'argent à la tonne, mais la blende n'en contient pas du tout.

En général on peut dire que le minerai présente aux environs d'une série de fissures en travers, il remplace quelquefois le calcaire et il cimente ensemble les fragments de la roche émiettée. Les solutions métallifères se sont aussi répandues le long des plans de stratification de calcaires dolomitiques et donnent au gisement la forme générale d'un filon-couverture.

Les solutions métallifères ont monté dans les fissures et se sont répandues dans les calcaires émiettés de la zone d'écrasement où elles ont agi par remplacement. Il semble possible que l'enrichissement en minerai continuera d'une manière irrégulière jusqu'à la zone de roches émiettées tant latéralement que verticalement.

DÉVELOPPEMENT GÉNÉRAL ET OUTILLAGE.

Jusqu'à ces dernières années on ne pouvait avoir accès à la mine qu'au moyen d'un sentier qui part du chemin de fer à environ 1½ mille plus à l'est au pied de la montagne Cathedral. Le sentier contourne le rocher en suivant une couche en relief de calcaire dolomitique siliceux qui est supportée en certains endroits par des étais. Il atteint enfin un point apparemment inaccessible où le minerai affleure et où on a percé un tunnel dans la montagne.

La propriété est exploitée maintenant par le Mt. Stephen Mining Syndicate dont le bureau chef est à Vancouver.

Durant les quatre dernières années on y a travaillé durant une partie de chaque année. En juin 1911, la compagnie a commencé sous la direction de Mr. H. H. Lavery, I.M., à construire un atelier de concentration qui fut complété en février 1912. Depuis cette date la mine et le moulin marchent continuellement.

C'est un concentrateur par gravité, de 140 par 60 pieds en 5 batiments, situé à côté de la ligne principale du chemin de fer Canadien du Pacifique. Il a une capacité de 80 tonnes par jour et il marche à son maximum. La compagnie a l'intention de l'aggrandir dans un avenir prochain.

La puissance est fournie par une roue Pelton de 4 pieds avec un tuyau de 2½ pouces sous une tête d'eau de 280 pied, capable de développer 140 chevaux-vapeur dont on n'utilise que 110 à présent. La tuyauterie a 1,706 pieds de longueur, elle est en bois, et elle a 12 pouces de diamètre. L'eau vient du ruisseau Thomson qui coule entre le mont Stephen et la montagne Cathedral. On a construit une écluse de 20 pieds de largeur et 10 pieds de hauteur pour faire un réservoir. Comme le ruisseau est alimenté par des glaciers, le volume d'eau diminue à l'automne et cesse complètement de couler en hiver. Pour surmonter cette difficulté, on a installé durant l'hiver 1911–12, un moteur de 100 chevaux et une chaudière de 100 chevaux avec un injecteur à eau chaude Wainwright pour fournir le pouvoir à l'atelier et à la mine. Cette méthode n'a pas donné satisfaction, et la direction a fait part à l'auteur quand celui-ci visita la mine de son intention de changer cette installation en

une autre avec gazoline ou huile comme combustible. On peut aussi obtenir du pouvoir de la rivière Kicking Horse.

L'outillage de l'atelier consiste en un broyeur à mâchoire du type Blake, 8 pouces par 12 pouces, broyant à 1½ pouce; une série de petits rouleaux à [illegible] de pouce; deux séries de trommels à [illegible] et [illegible] de pouce respectivement; 3 classificateurs hydrauliques Yeatman; un jig à 4 compartiments Hartz Bull; deux séries de jigs à 3 compartiments Hartz; 3 tables Deister N° 2; une table à **slimes** Deister N° 3; une table Wilfley; un réservoir de réglage à eau Baltic; deux séries d'ascenseurs, du type à courroie; ainsi que 2 réservoirs pour les concentrés de plomb, et deux autres pour les concentrés de zinc; Une dynamo de 10 K.W. fournit la lumière à l'atelier, à la mine, et au bureau. Un compresseur à air ayant une capacité de 250 pieds cubes à la minute fournit le pouvoir pour la mine. Le compresseur est à un seul temps, fabriqué par la Canada Foundry Co., et fournit de l'air à une pression d'environ 90 lbs. par pouce carré à la mine.

Le minerai est amené de la mine au moyen d'un cable aérien du type Leschen à deux bennes. La benne contient environ 1,500 lbs. de minerai. Le cable aérien a environ 1,000 pieds de longueur et a une différence de 186 pieds entre ses stations terminales. Le terminus inférieur est à l'atelier et le supérieur est relié à un palier sur la face de la montagne. A partir du palier il y a un tunnel de 300 pieds et une chute de minerai de 475 pieds de longueur avec une pente de 60 degrés. La partie supérieure de cette chute se trouve à côté de l'ancien sentier qui contourne les rochers à 1,000 pieds au-dessus du chemin de fer. De ce point on a complété un tunnel de 211 pieds de longueur, et une remonte de 185 pieds sous une pente de 60 degrés est reliée avec un point central dans la mine. Au palier il y a un moteur à gazoline de 12 chevaux pour faire marcher l'ascenseur à partir du chemin de fer au-dessous.

Mr. J. J. Crothers est surintendant de l'atelier et de la mine, et Mr. C. A. McKay a la direction de l'atelier. L'auteur désire remercier ces messieurs pour leur courtoisie pendant qu'il visitait la propriété, ainsi que Mr. Thomson pour ses renseignements sur la marche des opérations à la mine et à l'atelier.

MÉTHODE DE TRAITEMENT.

Le minerai est versé dans un réservoir à la partie inférieure du cable aérien, il passe au broyeur à mâchoire qui le réduit à moins de 2 pouces de diamètre, aux rouleaux grossiers, et il est ensuite enlevé aux trommels. Le refus au premier trommel va au jig Bull, et la fin au second trommel, et le refus va aux jigs et la fin aux classificateurs hydrauliques. La matière en suspension des classificateur va à la table à slimes Deister. Le jig Bull donne les produits suivants: le premier compartiment donne des concentrés de plomb avec des concentrés de plomb impurs; le second compartiment donne des concentrés de plomb, et les impuretés vont à la table Deister; le troisième compartiment donne un produit moyen qui va aux rouleaux fins, et le produit impur va aux tables Deister; le quatrième compartiment donne des concentrés de zinc avec impuretés allant aux tables Deister. Les concentrés de zinc vont aux rouleaux fins. Les jigs Hartz à 3 compartiments donne la séparation suivante: premier compartiment concentrés de plomb avec concentrés impurs de plomb; le second compartiment, concentrés de plomb qui vont aux réservoirs, des impuretés qui vont aux tables Deister; le troisième compartiment, des concentrés de zinc qui vont au réservoir, un produit moyen qui va aux rouleaux fins, impuretés qui vont aux tables Deister. On obtient le concentré de zinc en plaçant une élévation de 1½ pouce autour de la poche. Les tailings de tous les jigs sont rejetés. Les tables Deister donnent des concentrés de plomb qui vont aux réservoirs, les moyens vont à la table Wilfley ne traitant que des moyens n'a pas de perte, mais donne trois produits, concentrés de plomb, moyens qui sont repassés sur la table, et des concentrés de zinc. On transporte les concentrés à la brouette depuis les réservoirs jusqu'aux wagons pour l'expédition.

PRODUCTION.

La séparation du plomb et du zinc est remarquablement nette. Les concentrés de plomb contiennent de 64 à 70 pour cent de plomb, avec une moyenne de 67·6, et moins de 9 pour cent de zinc. Le plomb contient en moyenne 5 onces d'argent à la tonne, mais le zinc n'en contient pas. Les concentrés de

zinc ont une moyenne de 39-45 pour cent de zinc, 2 pour cent de plomb, et moins de 2 pour cent de chaux. La perte dans les tailings est moins de 1 pour cent; une analyse moyenne donna près de 0·6 pour cent de plomb et 0·9 pour cent de zinc. La table à boue Deister récupère de la galène qui contient plus de 55 pour cent de plomb. L'approvisionnement de l'atelier est en moyenne de 18 à 19 pour cent en plomb et environ la même chose en zinc.

L'atelier traite maintenant entre 65 et 70 tonnes de minerai par jour et marche en trois étapes journalières. La production moyenne actuelle est un wagon (40 tonnes) de concentrés de plomb en 4 ou 5 jours. Ceux-ci sont expédiés au smelter de Trail. Les concentrés de zinc sont expédiés actuellement aux États-Unis.

Mr. Thomson a fait plusieurs changements dans l'atelier qui ont donné une séparation plus nette et ont réduit le prix de revient de la production à un minimum. L'atelier marche avec 2 ou 3 hommes par étape journalière. Actuellement il y a 30 hommes qui travaillent à la mine et à l'atelier. La mine aussi marche par 3 étapes journalières. Les travaux de la mine consistent en un tunnel de 1,000 pieds et le travail d'abatage se fait par gradins renversés. Ceci comprend le tunnel et la remonte qui ont été complétés sur la face nord de la montagne et qui rejoignent la chute à minerai conduisant au palier à l'extrémité supérieure du cable aérien. Il n'y a aucun boisage dans la mine, mais ici et là on abandonne des piliers de roc qui supportent le toit.

Le Rapport sommaire de 1911 contient un plan des travaux de cette année,[1] avant que l'atelier ne fut en opération. Depuis cette époque ils ont aggrandi les travaux à l'extrémité intérieure où les fissures sont plus nombreuses. Il y a très peu d'eau dans la mine.

A l'époque de la visite il y avait trois perforatrices à air comprimé en marche.

On y fait très peu de manipulations de minerai, car il circule partout par gravité.

[1] Géologie de la région de Field et du voisinage, Rapport sommaire, Com. géol. Canada, 1911, p. 182.

CLAIM MINIER BLACK PRINCE.

Ce claim est situé à une élévation de 5,050 pieds au-dessus du niveau de la mer sur le versant sud du mont Field. Le mode de gisement du minerai ressemble beaucoup à celui de la mine Monarch sur le mont Stephen. Le minerai se présente le long d'une fissure dont la largeur varie depuis quelques pouces à 6 pieds. Le roc est un calcaire siliceux de couleur gris bleuâtre appartenant à la formation Cathedral; ce calcaire a été broyé sur une zone qui traverse la stratification du sédiment et qui se coince sur le versant sud-ouest du mont Field. Cette roche et la zone d'écrasement sont la continuation de celles que l'on trouve au gisement Monarch. La base est le même calcaire dolomitique siliceux dur qui forme la base de la mine Monarch. Les minerais sont la galène, la blende, avec un peu de pyrite, et une petite quantité de matière rougeâtre qui forme une pellicule à la surface des roches altérées par les agents atmosphériques que l'on croit être de la mimétèse. Les solutions métallifères ont remplacé une partie de la roche en place et elles ont cimenté quelques-uns des fragments brisés dans la zone d'écrasement aux environs de la fissure.

Le travail de développement, qui a été fait par Mr. W. T. Oke, nous permet de constater que le massif de minerai est quelque peu irrégulier le long de la fissure, mais les derniers travaux ont mis à découvert une autre poche de galène à l'extrémité du tunnel. Le tunnel a environ 70 pieds de longueur L'analyse suivante du minerai faite par Mr. H. A. Leverin, chimiste de la division des Mines, donne un excès de zinc pour une moyenne de la mine: plomb 16·9 pour cent; zinc 21·5 pour cent et argent 0·82 onces à la tonne.

PROSPECTS DANS LA VALLÉE OTTERTAIL.

Il y a plusieurs petites prospects dans la vallée Ottertail et dans ses tributaires, les ruisseau Frenchman, Haskins, et Silver Slope, qui sont les trois premiers grands ruisseaux qui se jettent dans l'Ottertail sur le côté ouest à partir de son embouchure. On y a fait quelques travaux de développement durant les dix dernières années. Tous les prospects se trouvent dans les ardoises très schisteuses de la formation Chancellor.

A l'heure actuelle ces prospects sont fermés. Le chemin de fer Canadien du Pacifique traverse l'embouchure de la vallée et il y a un bon sentier qui remonte la rivière Ottertail sur une distance de 5 milles.

Nous mentionnerons brièvement chacun de ces prospects.

GROUPE DU RUISSEAU SILVER SLOPE.

Ce groupe est formé de trois claims, le Hercules, le Phoenix, et le Tamarack. Ils sont situés à la tête de la branche sud-est du ruisseau Silver Slope. Les travaux sont à une élévation de 6,800 pieds, aux environs de la ligne de boisage. Sur le claim Hercules il y a un tunnel de 200 pieds de longueur qui traverse les couches qui ont une direction S65°E, et un pendage de 40° à 45°S. Ces couches dont le pendage se fait vers la montagne sont formées d'ardoises rougeâtre appartenant à la formation Chancellor. On trouve le minerai en petites lentilles dans un banc de calcaire de 6 pieds d'épaisseur interstratifié avec des ardoises, partiellement recristallisées et qui contiennent des filonnets de calcite. Grâce à sa dureté ce banc de calcaire est en relief sur la surface décomposée par les agents atmosphériques. Les minéraux qui imprègnent le calcaire en lentilles irrégulières et les filonnets de calcite, sont la galène, la blende, et la pyrite, avec une petite quantité de chalcopyrite et probablement d'argentite.

Le tunnel fut commencé 75 pieds plus bas sur le versant de la montagne afin de frapper la bande minéralisée à une plus grande profondeur, mais l'extrémité du tunnel n'a pas encore atteint le minerai. Ces claims furent d'abord piquetés par messieurs W. T. Oke, T. Hebson, et Adams qui y firent quelques travaux. Certains échantillons ont donné de fortes teneur à l'analyse. Un échantillon moyen que l'auteur détacha du banc de calcaire minéralisé donna les résultats suivants: plomb, 15·33 pour cent; zinc, 6·87 pour cent; cuivre, 0·35 pour cent; argent, 4·52 onces; or, une trace.

PROSPECT DU RUISSEAU HASKINS.

Il y a plusieurs années Messieurs Summers et Bullard firent quelques travaux sur un prospect à la tête de ce ruisseau.

Les travaux sont maintenant remplis d'eau. Le minerai était surtout de la chalcopyrite et de la pyrite associées à des veines de quartz dans des ardoises.

CLAIM MINIER QUÉBEC.

Ce claim est situé sur le ruisseau Québec, qui est le premier gros ruisseau qui se jette dans la rivière Ottertail du côté ouest, à environ 3 milles du chemin de fer. Ce claim, avec ceux Ontario et Empire, forment un groupe qui est contrôlé par un syndicat. Les travaux du Québec sont à une élévation de 4,625 pieds ou à 900 pieds au-dessus du chemin de fer. Il y a deux tunnels: celui inférieur à environ 200 pieds de longueur et il a un puits de 60 pieds de profondeur à son extrémité; l'autre a 175 pieds de longueur. Les roches sont des ardoises rouges très schisteuses coupées par des veinules de quartz. Dans ces veinules les minéraux sont de la galène, de la tétraédrite, de l'azurite, de la malachite, de la pyrite, et un peu d'assénopyrite. On n'y a fait aucun travail depuis vingt-cinq ans, mais à l'époque de son activité, il y avait un tramway avec rails en bois d'environ 2 milles de long, qui allait des travaux à un endroit près du chemin de fer où on avait l'intention de construire une voie d'évitement pour recevoir le minerai. Le minerai descendait par gravité sur un wagonnet et le wagonnet vide était remonté par un mulet. On n'avait descendu qu'environ 20 tonnes de minerai quand un feu de forêt détruisit une grande partie du tramway, et on discontinua les travaux sur la propriété.

On a trouvé un gros bloc très riche sur ce versant de la montagne dans le bois, ce qui indique qu'il y a probablement d'autres gisements à cet endroit.

CLAIM MINIER ONTARIO.

Ce claim est situé en partie sur le côté opposé de la rivière Ottertail. On a cresué un tunnel dans les ardoises vertes et les argillites tendres sur la rive nord de la rivière, mais il est maintenant recouvert par le talus.

CLAIM MINIER EMPIRE.

On a fait très peu de travaux de développement sur ce claim. L'affleurement est situé à environ ½ mille vers le haut de

la rivière Ottertail à partir du chemin de fer. Le tunnel principal a été fermé, mais les deux trous de recherche montrent les argillites et les ardoises vertes et tendres qui sont fissurées, et ces cassures sont remplies de quartz, de calcite, et de séricite qui contiennent de la chalcopyrite, et de la tétraédrite, de la galène, et un peu de bornite. On trouve quelquefois les minéraux en petites poches le long d'une fracture ou entre les veines et les ardoises schisteuses. Nous avons remarqué une veine de galène de 1 à 3 pouces de largeur le long d'un plan de cassure, dans laquelle la galène semblait avoir été fortement écrasée.

CLAIM MINIER SUNDAY.

Ce claim avec deux autres, la fraction Monday et une autre fraction, constituent un autre groupe. Nous ne mentionnerons que le Sunday. Les travaux sont situés en face de ceux du claim Empire et ils consistent en un puits d'environ 100 pieds de profondeur, qui est maintenant rempli d'eau. Le tunnel principal a environ 75 pieds de profondeur et il traverse les ardoises calcaires et les argillites tendres et vertes. Les minéraux sont la blende, la galène, la pyrite, la chalcopyrite, avec un peu de tétraédrite. Les minéraux de la gangue sont la fluorine et la calcite que l'on trouve en veines en travers et le long de la stratification de l'ardoise, et aussi en poches le long de certaines fractures ou petites failles. La fluorine varie en couleur depuis le blanc jusqu'au bleu verdâtre; une poche de ce minéral a 1 pied de diamètre. Ce minéral n'est pas en assez grande quantité pour avoir une valeur économique. La blende est souvent associée à la fluorine. Les minéraux utiles se séparent facilement de la gangue. L'été dernier on y a fait un peu de travail de développement. L'analyse suivante d'un échantillon moyen collectionné dans les veines métallifères, a donné: plomb, 15·66pour cent; zinc, 31·68 pour cent; cuivre, 3·25 pour cent; argent, 5·12 onces; or, une trace.

CLAIM MINIER WATERLOO.

Le claim minier Waterloo est situé près de la tête du ruisseau moose sur le côté ouest de la vallée, sur le versant est de la montagne Zinc, et au sud-est, à l'est de la crête de la tour sud du Mont

Goodsir. On va à ce prospect p[illegible]n sentier qui part de Leanchoil, une distance d'envir[illegible]illes. Il est à environ 6½ milles vers le haut de la va[illegible]uisseau Moose à partir du point ou la route laisse le [illegible]tenay, c'est-à-dire environ 3½ milles plus loin sur le s[illegible]enay à partir du point ou le sentier de la rivière Ice se[illegible]

Les travaux de ce cla[illegible]tués à une élévation de 7,100 pieds au-dessus du n[illegible]mer [illegible] environ 200 pieds au-dessus de la ligne [illegible]

L'endroit étant peu ac[illegible]té n'aura de valeur que si le minerai est très ric[illegible]

Géologie et ca[illegible]ctère du gisement.

Comme le versant de la montagne est couvert d'une épaisse couche de débris de talus venant de la crête de la montagne Zinc, le seul affleurement où l'on puisse étudier le gisement se trouve à l'entrée des travaux, et même cet affleurement est mauvais: La roche est un calcaire siliceux dur, en bancs minces, à texture dense, avec une direction N.15°E, et un pendage 42°O. Ces bancs sont surmontés par des calcaires plus purs, correspondant au banc de calcaire que l'on peut suivre à l'extrémité supérieure de la vallée de la rivière Ice et qui forme la base de la projection en forme de couche de la masse laccolithique. La base de la masse ignée est à près de 500 pieds d'élévation au-dessus de la partie affleurante du massif de minerai.

Le massif de minerai, comme on peut le voir à l'affleurement, a une largeur variable de 3 à 6 pieds, et forme une bande plus ou moins continue, en concordance avec la stratification des roches sédimentaires.

Il a l'allure générale d'un gisement de "couverture." A l'entrée du tunnel supérieur, la zone minéralisée a une largeur maxima de 6 pieds et elle est située juste en dessous d'un filon-couche de porphyre à mica, une roche foncée à grains fins, avec une pâte fine et des phénocristaux de biotite, dont quelques-uns ont 1½ pouce de diamètre. Etudiée au microscope cette roche est une ouachitite.

Les minéraux utiles sont la blende, la galène, la chalcopyrite, la pyrrhotine, l'arsénopyrite, et la pyrite. Les minéraux de la

gangue sont la calcite et un peu de quartz disséminé à travers le minerai.

Les minéraux utiles se présentent souvent en amas individuels ne contenant qu'un seul minéral. Ceci est surtout vrai de la chalcopyrite. La pyrite est bien cristallisée et plutôt granuleuse. De petits amas de galène en gros cubes y sont associés en inclusion. Quelquefois on trouve quelques cristaux de pyrite dans la galène. Des filonnets irréguliers et des fragments de roches de dike sont aussi imprégnés de cristaux de pyrite. Des grains de quartz forment la gangue des échantillons examinés. D'autres lambeaux de blende presque pure sont associés avec la pyrite, d'autres minéraux utiles sont pratiquements absents quand on trouve de la pyrite bien cristallisée. Dans quelques amas de blende on trouve de petits fragments anguleux de calcaire, dont quelques-uns se sont brisés en place et les fissures sont remplies de blende, tandis que les fragments et la blende sont veinulés de chalcopyrite. Il est difficile de dire quel est le minéral le plus récent, la pyrite, la galène, ou la blende, mais il semble qu'elles se sont formées dans l'ordre nommé.

Au gisement inférieur, qui est situé légèrement en dessous du gisement supérieur et à une légère distance du dike de porphyre à mica, le minerai est surtout de la pyrrhotine et de la chalcopyrite, avec un petit pourcentage de galène ou de blende. La pyrite bien cristallisée est absente quand il y a de la pyrrhotine ou de la chalcopyrite. On trouve ces deux minéraux en amas irréguliers presque purs. Dans un échantillon un peu de calcaire était resté collé, et le calcaire était abondamment imprégné de grains de pyrrhotine et de chalcopyrite. Ceci représente probablement la première étape de remplacement de la roche. Il y a cependant, dans cet échantillon un contact net entre un amas de chalcopyrite et de pyrrhotine pure et la roche imprégnée. Il y a aussi quelques petits grains de pyrite dans la roche.

La gangue dans cette partie du gisement semble avoir été entièrement de la calcite. La calcite est bien cristallisée et de couleur plus ou moins brunâtre. Quelques cristaux ont presque un pouce de longueur et renferment de nombreux grains de

chalcopyrite, irrégulièrement disséminés autour des cristaux de calcite.

Les cristaux de calcite qui forment la gangue sont si imprégnés de chalcopyrite qu'ils ont l'aspect d'une structure poecilitique sur les surfaces de clivage de cette dernière. Les veinules de chalcopyrite, comme on pouvait le voir sur un échantillon, recoupent quelquefois la blende. Sur la surface polie la chalcopyrite est irrégulièrement distribuée avec des grains de calcite et forment souvent des inclusions dans un cristal de calcite. D'un autre côté, la pyrrhotine se présente généralement en amas et le minerai n'a pas autant de filonnets et il n'imprègne pas la calcite dans la gangue.

Origine des minerais.

La pyrrhotine est probablement le minéral le plus ancien et il précipita le premier. La calcite est évidemment très ancienne et s'est probablement formée durant les premières étapes du dépot; elle est au moins plus ancienne que la chalcopyrite, qui, quand elle s'est individualisée, a pénétré dans la gangue et a même pénétré dans la pyrrhotine déjà existante.

La blende s'est individualisée un peu plus tard que ces minéraux et elle a remplacé les sédiments. On trouve encore des fragments de roche remplacée dans les amas de blende. De la blende avait formé des amas avant que la chalcopyrite se fut toute précipitée, parce qu'il y a des veinules de chalcopyrite dans la blende.

La pyrite se présente à l'état bien cristallisé, et on la trouve associée avec le dyke basique qui recouvre le gisement supérieur. Ce fut le minéral qui resta le plus longtemps en solution, et il a pris la position la plus haute. La galène s'est formée à peu près en même temps que la pyrite et probablement un peu avant, car on trouve de petits paquets de galène pure dans la pyrite cristallisée.

Les minéraux peuvent avoit été formés par une solution minéralisée ascendante. Comme c'est généralement le cas, la pyrrhotine est la moins soluble et elle fut la première à se déposer, elle fut suivie par la chalcopyrite à un niveau un peu plus élevé ou à une température un peu plus basse. Ensuite vinrent la blende, puis la galène et enfin la pyrite.

Origine.

Il est difficile d'affirmer que les solutions étaient chaudes et probablement directement en relation à une plus grande profondeur avec une autre chambre de matière ignée probablement semblable à celle qui affleure maintenant au-dessus de ce gisement. Cependant le roc a en quelque sorte été imprégné et remplacé par des solutions minéralisantes, et les minéraux se sont déposées séparément.

Développement.

Comme nous l'avons dit plus haut, les travaux sont localisés à une élévation de 7,100 pieds au-dessus du niveau de la mer et à environ 200 pieds au-dessus de la ligne de boisage. Le travail de développement consistant en deux tunnels creusés le long de la direction générale des sédiments. L'un des tunnels a 250 pieds de longueur et l'autre a environ 50 pieds de longueur.

La propriété est maintenant abandonnée et l'auteur n'a pu rencontrer aucune personne qui connaissait les travaux. Il y a un bon chantier construit à la ligne de boisage et l'approvisionnement de l'eau y est excellent. Le bois pour la mine peut s'obtenir facilement. Le coût du transport du minerai au chemin de fer serait cependant élevé.

Mr. H. A. Leverin, chimiste de la Division des Mines a analysé un échantillon moyen et il a obtenu les résultats suivants:

Plomb	3·69	pour cent
Zinc	16·10	" "
Cuivre	1·59	" "
Fer	27·30	" "
Argent	2·90	onces à la tonne
Or	0·05	" " "

MINE SHINING BEAUTY.

Bien qu'on appelle cette propriété une "mine," le nom de prospect lui conviendrait cependant mieux. On n'a fait aucun travail sur la propriété depuis deux ans. La propriété était exploitée par une compagnie du nom de "Laborers' Co-operative

Gold, Silver, Lead, Zinc, and Copper Mining Company" de Golden, C.B. La mine a marché pendant trois ans, mais comme aucun des propriétaires n'est actuellement dans la région, nous n'avons pas pu avoir des renseignements précis sur l'historique de la mine.

La propriété est située dans la vallée de la rivière Ice à environ 3 milles au nord du pont sur la rivière, et à la tête du premier gros ruisseau qui coule dans la vallée venant de l'ouest, connu sous le nom de Shining Beauty. La gare la plus rapprochée sur le chemin de fer est Leanchoil à 15 milles de distance. On a construit un chemin de voiture depuis Leanchoil jusqu'à la rivière Ice, sur le côté nord de la vallée Beaverfoot, avec l'intention de le continuer jusqu'aux travaux. Le chemin ne fut jamais complété et on s'en sert maintenant comme sentier. On atteint facilement les travaux par un bon sentier qui remonte la vallée de la rivière Ice.

Géologie et caractère du gisement.

Les travaux ont été exécutés dans le banc de calcaire massif bleu de la formation Ottertail si bien développé dans cette vallée. En ce point le calcaire est situé juste au-dessus de la masse de syénite néphélinique. Le banc de calcaire sépare les schistes calcaires inférieurs de la formation Chancellor des ardoises siliceuses et épaisses de la formation Goodsir. Le calcaire est gris bleuâtre et plus ou moins cristallin.

La formation est assez massive dans toute son épaisseur, mais sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques il y a des bandes gris foncées et gris claires ayant depuis une couple de pouces à une fraction de pouce de largeur. Quelques-unes de ces bandes laissant voir les contorsions et de petites ondulations. Les couches ont une direction N.35°O, et un pendage de 68° à 72°S, 55°O. Les plans de glissement sont presque verticaux.

Le calcaire a été fissuré, et une de ces fissures presque verticales a été remplie et forme maintenant une veine de 2 pieds de largeur en moyenne. C'est dans cette veine qu'on a trouvé le minerai. La veine a une largeur constante et elle a des murs bien définis; elle suit étroitement la direction du cal-

caire et on peut la suivre sur une distance de 100 pieds sur le rocher presque vertical jusqu'au sommet de la crète.

La fissure a été remplie de quartz blanc cryptocristallin, traversé de petits filonnets de calcite qui contiennent souvent de petites aggrégations fibreuses vertes de matière zéolitique. La calcite est bien cristallisée et elle renferme quelquefois des inclusions irrégulières de quartz.

Les seuls minerais que nous ayons vus dans la veine sont la pyrite, la galène, et une petite quantité de chalcopyrite. La pyrite est de beaucoup la plus abondante. Elle est bien cristallisée et accompagne surtout le quartz cryptocristallin. Quelquefois les joints dans la veine sont tapissés de chaque côté par de la pyrite.

Il y a d'autres petites taches gris foncé et des filonnets très fins dans la veine, qui peuvent être de la galène et un peu d'argent, mais on ne peut pas les déterminer.

Il y a des lentilles irrégulières dans le calcaire qui sont remplies d'arsénopyrite et de quartz, à l'état granuleux. Une de ces lentilles a deux pieds de diamètre, et consiste en arsénopyrite pure et en quartz; tout près de là il y a une zone ayant au moins quelques pieds de largeur, où la pyrite, la calcite, et un peu de blende et de bornite sont mélangées avec de l'arsénopyrite et du quartz. La roche environnante est fortement teintée de limonite provenant de l'oxydation de la pyrite. On ne trouve pas d'arsénopyrite ailleurs dans la roche environnante.

Développement général.

Les travaux qu'on y a exécutés sont à une élévation de 6,500 à 7,500 pieds au-dessus du niveau de la mer, tandis que le fond de la vallée de la rivière Ice en ce point est à une élévation de 4,700 pieds.

On y a creusé trois tunnels pratiquement parallèles, à des distances d'environ 200 pieds l'un de l'autre; l'un est au-dessus de l'autre. Ils suivent tous la veine de fissure qui correspond approximativement à la direction du calcaire. Le tunnel supérieur a 375 pieds de longueur, celui du milieu a 450 pieds, et le plus bas n'a que quelques pieds de longueur.

Production.

Il a été impossible à l'auteur de connaître au juste quelle quantité de minerai on a expédiée. On dit que le minerai avait une teneur de $20.00 par tonne, en argent et en zinc, mais nous n'en avons pas vu dans la veine. Le minerai se trouvait en amas, mais on les a probablement épuisés.

Les travaux ont duré environ 3 ans. Dans son ensemble la propriété n'a aucune valeur actuelle, à moins qu'on apprenne de source certaine ce qu'elle a produit. On a pensé que des malentendus entre les directeurs et les propriétaires avaient été cause de la discontinuation des travaux.

PROSPECT DE LA VALLÉE ZINC.

Situation.

Le prospect est situé sur le côté sud de la vallée Zinc, un tributaire de la vallée de la rivière Ice qui se jette du côté est à environ 6 milles en amont de son embouchure. Le prospect est situé à une élévations de 7,000 pieds ou à environ 1,000 pieds au-dessus du fond de la vallée Zinc, et à environ 14 milles de la confluence du ruisseau Zinc avec la rivière Ice.

Géologie.

Ce massif en miniature se trouve dans une formation de schistes calcaires en couches minces appartenant à la formation Chancellor. Ces schistes se décomposent facilement sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques en prenant une couleur rougeâtre ou jaunâtre à cause de la présence d'éléments ferrugineux. La pyrite et le marcasite se rencontrent dans certaines couches en petites particules quoiqu'elles ne soient pas visibles.

Ces schistes argileux ou méta-argillites sont bien clivés parallèlement à leur plan de stratification et on trouve souvent des morceaux de 4 pieds de longueur, de 2 à 3 pieds de largeur, et de ½ à 1 pouce d'épaisseur. Ces schistes quand ils affleurent sur les roches escarpées se brisent facilement par l'action rapide et caractéristique de l'érosion de la région, et il en résulte des

pentes à talus en forme d'éventail, dont quelques-unes ont presque un mille de longueur.

Il y a des bancs minces de calcaire siliceux ayant 2 à 3 pieds d'épaisseur instratifiés avec les schistes. C'est dans un de ces bancs que se trouve le prospect en question.

Caractère du gisement.

Le massif de minerai se présente sous la forme d'une masse lenticulaire qui remplace la partie inférieure de la masse en

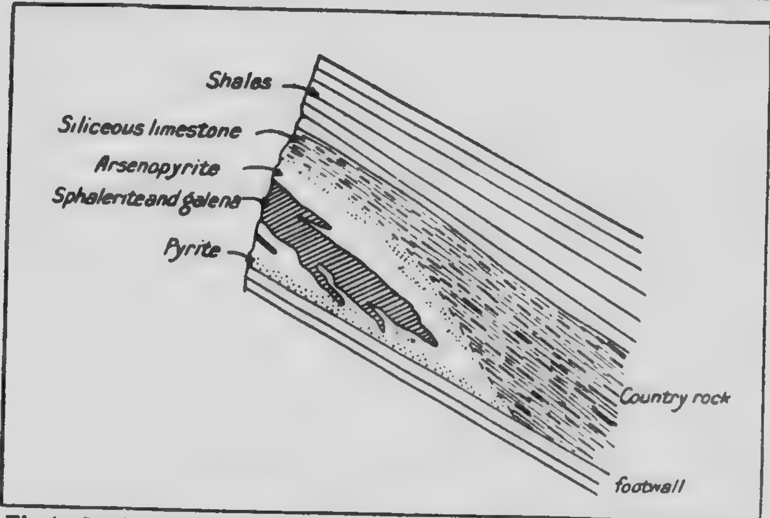


Fig. 4. Section verticale à travers un petit massif de niveau dans la vallée Zinc.

lentille du calcaire siliceux. Le minerai repose en concordance sur les schistes calcaires, qui ont ici une direction S. 75°O. La vallée a une structure anticlinale, de sorte qu'ici les schistes pendent en dehors de la vallée sur la face de la montagne Zinc.

Les travaux consistent en un trou de 15 pieds de longueur qui suit le pendage des schistes sur le mur. Le massif de minerai affleure sur toute cette longueur. La partie du massif qui affleure a environ 8 pieds d'épaisseur au maximum, et elle a une longueur d'environ 30 pieds dans la direction des schistes. Le massif semble se coincer à une distance d'environ 12 pieds le long du pendage du mur. La figure 4 représente bien ce fait.

La masse lenticulaire de calcaire siliceux qui a été remplacée en partie par le minerai a environ 75 pieds de longueur. Il y a d'autres masses en forme de blocs ou de lentilles sur la direction dans le même horizon (figure 5). Grâce à la dureté de cette bande siliceuse les ardoises tendres sont clivées contre ces masses de calcaire siliceux.

Les minéraux de gangue sont le quartz, la calcite, des cristaux indéterminables, et des fragments de schiste à séricite. La calcite se présente en paquets contenant souvent des cristaux de pyrite en inclusions. Le schiste à séricite est secondaire et fut produit par un métamorphisme postérieur. On trouve des

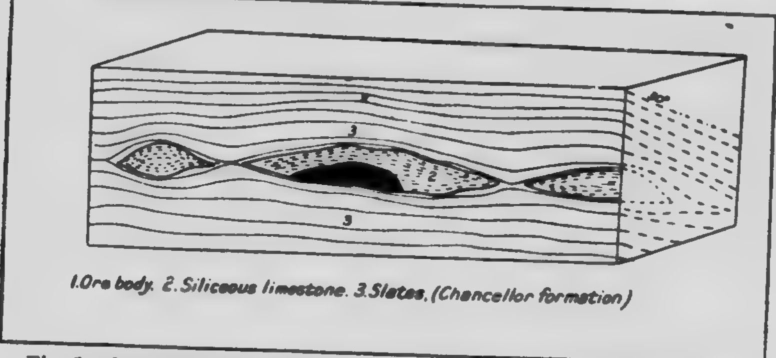


Fig. 5. Block montant un gisement de minerai dans la vallée de la Zinc.

grains irréguliers et des cubes de pyrite en petites lentilles dans le schiste. Le quartz se présente en petits grains, presque microscopiques et accompagne surtout l'arsénopyrite qui constitue une bande irrégulière dans le massif de minerai.

Les minéraux utiles sont la pyrite, l'arsénopyrite, la galène, et la blende. Comme le montre la figure 4, les minéraux utiles tendent à former des bandes distinctes. En général la zone extérieure est formée surtout de pyrite, surtout le long du mur où elle forme une bande de presque 1 pied d'épaisseur. Au contact supérieur la pyrite prend la forme de lentilles irrégulières. La partie centrale de la masse de minerai renferme surtout de la blende contenant quelques ségrégations de galène. Il y a des filonnets et des apophyses de blende qui pénètrent dans la zone environnante, surtout vers le bas. La zone autour de ce coeur

de blende et l'intérieur de la bordure de pyrite contiennent une masse gris d'argent, d'arsénopyrite à grains fins et de quartz.

L'arsénopyrite se rencontre en petits grains et aussi en cristaux lenticulaires. On ne peut pas voir le quartz à l'oeil nu, mais en examinant des fragments broyés sous le microscope on peut en voir de nombreux grains irréguliers. Quand on fond cette matière pulvérisée en flamme réductrice, en plus de l'arsénic, il y a un épais sublimé de plomb qui indique qu'il y a de la galène à l'état divisé mélangée à l'arsénopyrite et au quartz.

AUTRES PROSPECTS.

On a fait beaucoup de travaux de prospection dans le ruisseau Porcupine. A environ 3 milles vers le haut de la vallée, à une élévation de 4,300 pieds au-dessus du niveau de la mer, il y a de petites fractures dans une ardoise dolomitique remplies de matières de veine, ayant 1 à 6 pouces de largeur, et qui sont formées de fluorine, de dolomie ferrugineuse (ankérite), de muscovite, et d'un peu de lépidomélane. Les minéraux utiles sont la galène argentifère et la pyrite; ces minéraux sont à l'état de ségrégation dans la gangue.

Au Mont Field on a creusé un petit tunnel dans une veine de quartz de 2 à 4 pieds de large qui suit la direction des quartzites ferrugineuses interstartifiées avec des ardoises chloritiques tendres. Les minéraux utiles sont la chalcopyrite, la tétraédrite, la malachite, et l'azurite. On rencontre ces minéraux dans la veine et sur ses côtés.

Sur le versant sud du mont Stephen, à une élévation de 7,200 pieds, on a ouvert des prospects dans des veines de quartz le long de certaines fissures dans le calcaire dolomitique. La chalcopyrite et les carbonates sont les principaux minéraux utiles.

MERCURE.

On a signalé la présence du mercure natif dans les graviers de la vallée Kicking Horse au voisinage de Field. Mr. Flindt trouva ce métal pour la première fois dans un tuyau à eau à l'hotel du mont Stephen, et il doit provenir de la source de l'approvisionnement d'eau sur le versant sud-ouest du mont Stephen. On envoya une partie de cette matière au bureau

de la Commission géologique. Un peu plus tard Mr. C E. Cartwright, ingénieur consultant de Vancouver, trouva cinq échantillons de graviers parmi ceux amenés par l'inondation à environ 2 milles de Field, et ils furent lavés par Mr. C. M. Bryant de Vancouver qui trouva des traces de mercure sur trois échantillons sur les cinq. Mr. Busteed, surintendant général du chemin de fer Canadien du Pacifique à Vancouver prétend aussi avoir trouvé du mercure en lavant des graviers "sur le bord de la rivière à quelques centaines de pieds en aval du pont,"—en face de la gare de Field, à une profondeur d'environ 2 pieds en dessous de la surface, "où l'eau haute avait érodé à cette profondeur."

Ces faits semblent montrer que le mercure n'existe pas à l'état disséminé dans les graviers de surface sur le fond de la vallée Kicking Horse et que sa source doit se trouver dans quelque montagne des environs. On a piqueté deux claims sur le talus du versant sud-ouest du mont Stephen près de la source d'approvisionnement d'eau de l'hotel. On a fait beaucoup de travaux pour localiser la source du mercure, mais sans résultats.

L'auteur a passé quelques jours sur le terrain au commencement de la saison de 1912 à examiner les roches du mont Stephen, de la montagne Cathedral, du mont Field, et de la vallée Yoho. Les roches qu'il croyait les plus susceptibles de contenir du mercure furent analysées, mais on n'y a trouvé aucune trace. Un échantillon de sable provenant de la rivière Kicking Horse en face de la gare de Field fut lavé au plat mais sans résultats. Durant la saison 1912 l'auteur a lavé au plat les sables de diverses localités jusqu'à 4 milles en amont de Field, mais il n'a pu obtenir aucune trace de mercure.

Il semble possible cependant que quelques composés de ce métal se trouvent dans ces montagnes qui ont donné naissance au mercure natif que l'on a trouvé dans les graviers de la rivière Kicking Horse. Mr. Waldemar Lindgren en causant avec l'auteur lui a suggéré que le métal natif aurait pu dériver d'un minéral comme la tétraédrite que l'on a trouvé à l'état disséminé dans quelques-uns des petits prospects.

On a trouvé du cinabre il y a plusieurs années dans le calcaire massif du Cambrien supérieur sur le côté nord de la

vallée entre le ruisseau Emerald et la rivière Amiskwi. On en a aussi trouvé dans une veine de calcite dans le canyon inférieur de la rivière Kicking Horse, à l'est de Golden[1].

MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION.

MARBRE.

On a piqueté des claims pour le marbre dans la vallée Yoho en 1911. On peut voir une section en travers de ce banc de marbre sur le chemin Yoho à environ 2 milles de l'embouchure de cette rivière. En ce point le banc a environ 350–400 pieds d'épaisseur. La roche est un marbre dolomitique et il a une couleur et une texture variables. Il est gris foncé, gris pommelé de taches blanches, ou vice versa, gris clair, blanc avec bandes grises ayant une fraction de pouce de largeur, et blanc pur. Ces deux dernières variétés se trouvent au sommet du banc et ils ont une valeur économique plus importante. La roche prend un beau poli. La matière granuleuse peut facilement se sculpter et peut se tailler en coin aigu. Ce banc de marbre s'étend le long du versant ouest du mont Ogden et la matière y est abondante.

La surface du marbre est bien fracturée de sorte qu'il serait difficile d'obtenir de gros blocs, mais cette zone de fracture n'est peut-être pas profonde. La présence de petites cavités dans certaines couches ôte aussi de la valeur à ce marbre. La pyrite y est rare dans certains lits et on pourrait l'éviter en exploitant en carrière.

Durant l'été 1913 on y a fait des trous de sondages au diamant pour reconnaître la grandeur du gisement et la qualité du marbre.

Les bancs sont presque horizontaux et leur pendage maximum n'est que 12 degrés. Le chemin de fer est à moins de 2 milles de distance à l'embouchure de la rivière et il est au même niveau que le gisement.

---

[1] McConnell, R. G., Rap. ann. Com. géol. Canada, 1886, Partie D. p. 41.

ARDOISES.

Les couches les plus inférieures des formations sédimentaires épaisses qui affleurent dans la région la rivière Ice sont des ardoises. Bien qu'on ne puisse pas prévoir définitivement la valeur économique de ces ardoises cependant elles valent la peine d'être décrites, car elles pourraient avoir de la valeur puls tard.

Les ardoises sont les couches les plus basses de la région, et elles ont une épaisseur totale de plus de 1,100 pieds. Elles sont d'âge Cambrien supérieur et appartiennent à la formation Chancellor. Les couches à la base de la formation sont des schistes argileux et des ardoises gris foncées ou gris claires argilacées et calcaires; en certains endroits ils sont clivés en feuilles minces, mais en général ils sont très tendres et ont souvent un lustre soyeux sur les plans de clivage. Ces derniers ont une faible valeur économique. Ces couches sont recouvertes d'ardoises minces, grises ou noires et argilacées, qui sont en somme beaucoup plus dures que les couches sousjacentes. Il y a une épaisseur de 800 pieds de la formation que nous allons examiner maintenant. En somme ces ardoises s'altèrent en rouge, en brun ou en jaune, où les affleurements ont été exposés à l'air pendant quelque temps. Le clivage est parallèle à la stratification, et les lits ont des épaisseurs variables depuis une fraction de pouce à plusieurs pouces.

Quand elles affleurent sur les roches escarpées d'une montagne, elles s'émiettent facilement et forment des pentes à longs talus. Les fragments altérés forment souvent de grandes plaques, dont quelques-unes ont 4 pieds de longueur, 2 à 3 pieds de largeur et à 1 pouce d'épaisseur. Bien que ces ardoises soient décolorées sur la surface exposée aux agents atmosphériques cette couche d'oxydation est toujours très mince et l'intérieur des lits garde sa couleur grise originelle. Dans la plupart des cas où ces ardoises affleurent sur les côtés de la vallée les couches pendent vers l'intérieur des montagnes et permettent ainsi à l'eau de pénétrer à de plus grandes distances le long des plans de stratification. Partout où les couches sont horizontales ou que le pendage se fait vers la vallée, les extrémités des couches

sont couvertes par un talus, parce qu'elles ont subi l'action directe des agents d'érosion.

Quelques couches contiennent de la pyrite et de la trémolite, la première se présente en nodules dont quelques-uns ont plus d'un pouce de diamètre; ces concrétions sont très souvent entourées par des masses de trémolite en forme de lentilles. Il y a aussi très souvent des empreintes qui ont la forme de feuilles le long des plans de stratification; quelques-unes de ces empreintes sont microscopiques.

Il semble cependant que le développement de la pyrite et de la trémolite est le résultat du métamorphisme sur les couches impures de schiste argileux, qui a été cause de la formation du clivage et qui a plissé les roches dans la région.

L'auteur n'a trouvé nulle part des cristaux de pyrite disséminés dans les bancs d'ardoises. Ceci prouverait que la pyrite est d'origine secondaire.

Des essais ont été fait sur la quantité de matière soluble provenant de la meilleure qualité de cette ardoise. Nous avons pesé la poudre et ensuite nous avons ajouté HCl. L'effervescence était forte, ce qui prouve qu'il y avait une forte proportion de matière calcaire. Nous avons lavé, séché, et pesé le résidu, et nous avons ainsi obtenu la quantité de matière soluble dans la roche.

Avec de l'acide froid nous avons trouvé que la matière soluble était de 35 pour cent à 36 pour cent du tout. Quand nous faisions bouillir la solution pendant quelques minutes, la matière dissoute était plus abondante et nous avons trouvé qu'il disparaissait 39 pour cent.

Ceci montre que l'ardoise, quoiqu'apparemment assez compacte, contient un fort pourcentage de carbonate de calcium. Cependant, comme cette matière soluble est à un état très divisé et que la roche s'altère également sous l'action des agents atmosphériques, l'ardoise a encore une bonne valeur économique.

Les meilleurs affleurements d'ardoise se trouvent dans la vallée de la rivière Ice sur le versant est du pic Chancellor, et aussi dans la vallée Zinc. Au premier gisement les couches affleurent presque jusqu'au fond de la vallée.

Il serait nécessaire de faire des essais sur l'action des agents

atmosphériques sur ces ardoises avant de certifier leur valeur économique. Les schistes argileux pourraient être employés dans la fabrication du ciment de Portland. Ils sont aussi calcaires, ce qui leur donnerait encore plus de valeur sous ce rapport. Cette roche, au moins dans certaines couches, pourrait servir à la fabrication de la brique après broyage.

Si ces roches venaient à avoir une valeur économique, elles pourraient être exploitées et transportées à bas prix. Il y a maintenant un chemin de fer à la rivière Ice, et ces affleurements d'ardoise sont à environ 7 milles de l'extrémité de ce chemin.

SODALITE.

On trouve la sodalite associée à la masse intrusive alcaline de la rivière Ice. Elle a une belle couleur bleue, qui varie du bleu foncé au bleu gris clair, et prend un beau poli.

On peut plus facilement atteindre les localités où on trouve ce minéral dans la rivière Ice ou un peu plus d'un mille en haut de la vallée sur le côté est à partir d'un point où le sentier principal traverse la rivière. Il y a une masse de roche à sodalite dans le lit du premier gros ruisseau à environ ½ mille du point où il se jette dans la rivière Ice sur le côté est. Le prospect a fourni des échantillons à plusieurs touristes qui lui rendent visite chaque été. Cette roche n'affleure ni latéralement ni verticalement.

On trouve un autre gisement de syénite à sodalite à la tête de la vallée Sodalite qui est la seconde grande dépression qui entre dans la vallée de la rivière Ice sur le côté est. Il y a un autre gisement de syénite à sodalite sur le côté ouest de la vallée à environ 600 pieds au-dessus de la vallée principale sur le côté sud du ruisseau Shining Beauty, qui est le premier gros ruisseau qui se jette dans la rivière Ice sur le côté ouest. Ici aussi la sodalite se trouve au contact de la masse ignée avec les sédiments d'au dessus. Ces trois localités sont facilement accessibles et surtout le premier gisement, car il n'est qu'à 1½ mille de l'extrémité de l'ancien chemin de voiture et moins de ½ mille du sentier de la rivière Ice.

On a trouvé un petit bloc de sodalite et de cancrinite pure à la tête de la vallée de la rivière Ice, et cette trouvaille fait

croire qu'en un certain endroit vers la tête de la vallée la sodalite n'est pas directement en contact avec la roche ignée.

Il y a au moins un endroit où la sodalite affleure sur le côté ouest de la vallée du ruisseau Moose, à sa tête, mais dont on ne connaît pas l'étendue.

Comme nous l'avons déjà dit ce minéral se rencontre sur le bord de la masse ignée, généralement au contact entre la roche ignée et les sédiments. Quand il forme un élément constituant essentiel de la syénite néphélinique, la roche peut devenir importante comme pierre d'ornement.

La sodalite forme aussi des veines pures dans la syénite à sodalite; ces veines varient en largeur depuis une fraction de pouce à un pouce et demi. On trouve de petites veinules de sodalite le long des couches dans les sédiments à quelques verges du contact. Il semble que ce minéral s'est formé par l'action pneumatolytique à la fin de l'intrusion de la syénite néphélinique. Dans la plupart des cas les veines sont bien définies en longueur. Quoique, en général, les veines soient formées de sodalite pure, cependant il y a quelquefois des grains d'un minéral brun qui est probablement de la cancrinite. En quelques endroits ces grains sont disséminés, mais ailleurs ils sont concentrés au milieu de la veine. On trouve aussi quelquefois de la pyrite et d'autres matières ferrugineuses disséminées dans la veine de sodalite et aussi dans la syénite à sodalite. La roche présente alors des taches de rouille sur la surface. Il y a aussi un pyroxène verdâtre associé à la sodalite, et au microscope on trouve que c'est de l'aegyrine-augite.

La sodalite pure se polit bien et a un bel effet comme bijou. A la lumière artificielle ce minéral a un éclat foncé, mais pas plus foncé qu'aucun autre minéral bleu. Les échantillons polis gardent mieux leur apparence à la lumière artificielle.

Le Dr. Harrington a fait une analyse de ce minéral. Il ressemble à la sodalite que l'on trouve dans la syénite néphélinique du mont Royal, où il forme un élément constituant de la syénite néphélinique. La formule de la sodalite est d'après l'analyse: $3\ Na_2O,\ Al_2O_3 2Si\ O_2, + Na\ Cl$.

B. J. Harrington a fait les analyses suivantes de la sodalite de ces deux localités[1], et aussi celle de Dungannon, Ontario[2].

	Rivière Ice.	Montréal.	Dungannon.
SiO_2	37·52	37·50	36·58
Al_2O_3	31·38	31·82	31·05
Fe_2O_3	tr.	0·01	.....
FeO	.....	.....	0·20
CaO	0·35	.....	.....
MgO	tr.	.....	.....
Na_2O	19·12	19·34	....
Na_2O_3	.....	.....	24·81
NaO	4·48	4·61	.....
K_2O	0·78	0·27	0·79
Cl	6·91	7·12	6·98
SO_3	.....	.....	0·12
H_2O	.....	.....	0·27
Insoluble	.....	.....	0·80
	100·54	100·67	101·50
Densité	2·220	2·293	2·295

Avant de considérer cette matière comme ayant une importance économique, il sera nécessaire de chercher son étendue, qui ne peut être certifiée qu'au moyen de travaux de développement sur les affleurements actuels, parce que le roc qui entoure ces affleurements est plus ou moins recouvert de débris de roches.

D'après ce qu'on sait aujourd'hui, la sodalite se présente en masses irregulières, mal définies, associées à des portions de syénite à haute teneur en néphéline, et se trouve près du contact supérieur de la masse laccolithique avec les sédiments d'au-dessus.

Il est bon de remarquer que quoique la matière de la veine soit bien définie, cependant quand la sodalite est un élément constituant de la syénite, la ligne de démarcation entre ce minéral et la néphéline n'est pas nette, et la sodalite bleu foncée passe

[1] Trans. Soc. Roy. Canada, Vol. 4, Sect. 3, 1886, p. 81.
[2] Journ. Sci. Am. Vol. 48, 1889, p. 17.

insensiblement à une sodalite incolore du côté du cristal de néphéline.

Le gisement vaut la peine d'être décrit car la matière peut être avantageusement exploitée, et il semble qu'il serait possible d'obtenir de gros blocs de syénite à sodalite. Le problème du transport ne serait pas difficile à résoudre car le premier gisement décrit n'est qu'à 14 milles du chemin de fer et à l'heure actuelle il y a un chemin de voiture abandonné qui va jusqu'à la rivière Ice et à 2 milles du gisement. Mr. M. Dainard de Golden a piqueté une partie de la propriété, mais jusqu'à présent on n'y a fait aucun travail de développement important.

SYÉNITE.

Cette roche est de couleur gris claire, et elle est une syénite néphélinique typique. Elle varie depuis une syénite riche en néphéline jusqu'à une syénite sans néphéline; le pourcentage des minéraux ferro-mganésiens est très faible, et la biotite est pratiquement absente. La syénite normale qui a relativement peu de fractures, ferait une bonne pierre, soit pour la construction ou l'ornementation. La quantité de cette matière est illimitée, et on en trouve de chaque côté du fond de la vallée de la rivière Ice. Comme nous l'avons déjà dit, le transport ne serait pas un problème difficile à résoudre.

Comme c'est la seule grande masse de roche ignée ayant de la valeur pour la construction au voisinage de la ligne principale du chemin de fer Canadien du Pacifique dans les montagnes Rocheuses, il y aurait bientôt un marché soit à Calgary et à l'est, et si elle était de qualité convenable elle pourrait être expédiée avec profit à Vancouver et sur la côte du Pacifique.

GRAVIERS.

Il y a un gisement important de graviers glaciaires stratifiés ayant plus de 100 pieds d'épaisseur, dans la vallée de la rivière Kicking Horse entre Field et Ottertail. A Emerald, 3 milles en aval de Field, le chemin de fer Canadien du Pacifique a installé un atelier de lavage, où on enlève les matières argileuses dans les graviers, et on obtient ainsi un produit propre qu'on utilise comme ballaste.

ARGILE.

Il y a un petit gisement d'argile d'origine glaciolacustre dans la vallée Yoho à environ 3 milles de son embouchure. Elle a une couleur jaunâtre quand elle est mouillée et elle est beaucoup plus claire quand elle est sèche. La teneur en chaux est forte et la poudre fine est rude. Cette matière est de qualité inférieure, mais elle pourrait servir à la fabrication des pots en terre ou de la potterie à bon marché.

A la ville de Field il y a une grande étendue alluviale, qui a été enlevée des talus de schistes argileux et d'argillites entre le mont Stephen et le mont Dennis.

Il y a un autre petit dépot de lac d'argile glaciaire près de la tête de la vallée de la rivière Ice au pied du pic Chancellor. L'argile est brun claire et très calcaire. Des essais sur cet argile ont prouvé qu'elle était de qualité inférieure et qu'elle n'a pas ou peu d'importance économique.

CHAPITRE XV.

BIBLIOGRAPHIE.

Adams, F. D.—"Les collines Montérégiennes." Journ. Geol. Vol. II, No. 4, 1903.

Adams, F. D. et Barlow, A. E.—"Géologie des régions Haliburton et Bancroft, Ontario." Com. Géol. Can. Mem. nº 6, 1910.

Adams, . D. et Leroy, O. E.—Com. Géol. Can. Vol. XIV, Partie O, 1901, p. 23.

Allan, J. A.—"Géologie du district de la rivière Ice, Colombie britannique." Rap. Som. Com. Géol. Can. 1910.

Allan, J. A.—"Géologie du district de Field et des environs, Col. brit." Rap. Som. Com. Géol. Can. 1911.

Congrès géologique International, Livret-Guide nº 8, 2e partie, 1913, p. 189.

Arzruni, A.—"Die Mineralgruben bei Kussa und Miass." (Dans le livret-guide pour l'excursion de l'Oural du Congrès Géologique International, St. Petersborough, 1900).

Barlow, A. E.—"Roches à néphéline de la rivière Ice, C.B. Naturaliste d'Ottawa, juin, 1902, p. 70.

Bayley, W. S.—"Syénite éléolithique de Litchfield, Maine." Bull. Soc. Géol. Am. Vol. 3, 1892, p. 240.

De Beaumont, E.—"Sur les émanations volcaniques et métallifères," Bull. Soc. Géol. France (2), Vol. 4, 1874, p. 12.

Bonney, T. G.—"Une syénite à sodalite (ditroïte) venant de la rivière Ice, C.B." Mag. Géol., Vol. 1902, p. 199.

Bonney, T. G.—"Marques sur des morceaux de quartzite—Montagnes Rocheuses Canadiennes." Mag. Géol., Vol. 10, 1903. p. 291.

Bowen, L. N.—"Composition de la néphéline." Jour. Sci. Amer. Ser. 4, Vol. 33, 1912, p. 49.

Brogger, W. C.—"Die Syentpegmatigange der sudnorwegischen Augit und Nephelitsyenit." I, Thiel: Zeitschr, fur kryst., Vol. 16, 1890, pp. 215-225, et p. 45.

Brogger, W. C.—"Die Eruptivegesteine des Kristianiagebietes." Vol. 3, 1899, p. 328.

Burckhardt, C.—"Éruptives intrusives et la formation des montagnes." Mem. Soc. Ant. Alzate, Mexico, Vol. 21, 1904.

Clarke, F. W.—"Données de géochimie." Bull. Com. Géol. É.U. n° 491, 1911, p. 356.

Clarke, F. W.—"Minéraux de Litchfield." Jour. Sci. Amer 3e série, Vol. 31, 1886, p. 267.

Crosby, W. O.—"L'origine des veines grossièrement cristallisées. granites, ou pegmatites." Géol. Amer. Vol. 13, 1894, p. 215.

Cross, Whitman.—"Montagnes laccolithiques." Quatorzième Rap. Ann. C.G.É.U. 1892-93, p. 184.

Daly, R. A.—"Classification des massifs intrusifs ignés." Jour. Géol. Vol. 13, n° 6, 1905, p. 499.

Daly, R. A.—"Origine des roches alcalines." Bull. Soc. Géol. Am. Vol. 21, 1910, p. 92.

Daly, R. A.—"Mécanisme de l'intrusion ignée." Jour. Sci. Amer. 4e série, Vol. 26, 1908, p. 22.

Daly, R. A.—"Composition chimique moyenne des types de roche ignée." Proc. Acad. Arts et Sci., Am., Vol. 45, N° 7, 1910, p. 222.

Daly, R. A.—"La nomenclature des Cordillères Nord-Américaines entre le 47e et le 53e parallèle de latitude." Jour. Géol. Juin. 1906, pp. 586–606.

Daly, R. A.—"La concordance des niveaux de sommets dans des montagnes alpines; le fait et sa signiffication." Jour. Géol., Vol. 13, N° 2, 1905, p. 105.

Dana.—Système de minéralogie.

Davis, W. M.—"Valeur disciplinaire de la géographie." Pop. Sci. Mensuel, Vol. 78, Mars, 1911, pp. 224–240.

Davis, W. M.—"Classification des bassins lacustres." Soc. Hist. Nat. Boston, Vol. 21, Janvier, 1882, p. 315.

Dawson, G. M.—"Rapport préliminaire sur les caractères physiques et géologiques de cette partie des montagnes Rocheuses entre le 49° et 57° 30′." Rap. Ann. Com. Géol. Canada, Vol. I, 1885, Partie B.

Derby, C. A.—"Districts des minerais de magnétite de Jacupiranga, Brézil." Jour. Amer. Sci. 4e série, Vol. 41, Avril, 1891, p. 314.

Dresser, J. A.—"Géologie de la Montagne Brome." Com. Géol. Can. N° 904.

Dresser, J. A.—"Pétrographie de la Montagne Shefford." Géol. Amer. Vol. 28, 1901, p. 205.

Fouqué et Lévy.—Min. Micrograph, 1879, pp. 447–450.

Gemmel, A.—"Analyses chimiques de Borolanite et de roches associées." Trans. Soc. Géol. Edinbourg, Vol. 9, partie IV, 1910, p. 417.

Graeff.—"Zur Geologie des Kaiserstulgebriges." Mitt. d. grossberg, Bad. Geol. Landesants, Bd. II, 1892.

Harrington, B. J.—Trans. Soc. Roy. Can., Vol. 4, série III, 1886, p. 81.

Harrington, B. J.—Journ. Sci. Amer. 4e série, Vol. 48, 1894, p. 17.

Harker, A.—"Histoire naturelle des roches ignées." 1909, pp. 71 et 77.

Hogbom, A. G.—Uber das Nephelinsyenitgebeit auf der Insel Alno." Geol. Foren. i. Forh. Stockholm, Bd. 17, Heft 2, 1895, p. 118.

Hector, Sir James.—Jour. Sci. Geol. Quart. Londres, Vol. 17, 1860, p. 388.

Holland, T. H. H.—"La formation Siwamalai de syénites éléolithiques et de syénites à corindon dans le distrint de Coimbatore, Présidence de Madras." Mem. Com. Géol. des Indes, Vol. 30, 3e partie, 1901, p. 197, p. 169.

Horne, J. et Teall, J. J. H.—"Borolanite." Trans. Soc. Roy. Edimbourg. Vol. 37, 1ère partie, 1892, p. 171.

Iddings, J. P.—"Minéraux des roches." 1906, p. 360.

Iddings, J. P.—Bull. Soc. Philos, Washington, Vol. 12, 1982, pp. 128–44.

Johnson, D. W.—"Vallées suspendues." Soc. Géol. Amer. Vol. 41, 1909, p. 665.

Judd, J. W.—Journ. Soc. Géol. Londres, Vol. 42, 1886, p. 54.

Kerr, H. L.—"Syénites néphéliniques de Port Coldwell, Ontario." 19e rapp., ann. Bureau des Mines, Ontario, Vol. 19, 1910.

Knight, C. W.—"Tuff à analcime de l'Alberta." Can. Rec. Sci., Vol. 9, N° 5, 1904, p. 265.

Lacroix, A. C.—Nouvelles archives du Mus. 4e série, Tome 5, 1903.

Lacroix, A. C.—"Les roches alcalines caractérisant la Province pétrographique d'Ampasindava, Madagascar." Nouvelles archives du Mus. 4e série, Tome I, 1902.

Lemberg, J.—Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Vol. 28, 1876, p. 602.

Lemberg, J.—Zeitschr. Deutschr. Geol. Gesell, Vol. 42, 1890, p. 738.

McConnell, R. G.—"Structure géologique d'une partie des montagnes Rocheuses, accompagnée d'une section mesurée près du 51e parallèle." Rap. Ann. Com. Géol. Can., Vol. II, 1886, partie D, pp. 1–41.

Miller, W. G.—7e rapport ann. Bureau des Mines, Ontario. Partie B, 1897, p. 229.

Miller, W. G.—Geol. Amer. Vol. 24, 1899, p. 276.

Morozewicz, J.—Jour., Soc. Chim., Vol. 76, 2e Partie, 1899, p. 764

Morozewicz, J.—Tschermak Min. Pet. Mitt., Vol. 18, 1898, p. 128–147.

Paul, F. P.—Tschermak, Min. Pet. Mitt., Vol. 25, 1906, p. 269.

Phillippi, E.—Centralbl. fur. Min., 1907, p. 456.

Preobrajensky, J.—"Die nephelinsyenite vom oberen Zerafschan, Turkestan." Annales de l'Inst. Poly., Pierre le Grand à St. Petersbourg, Vol. 15, 1911.

Ramsay et Berghell.—"Ijolite du Mont Iiwaara, Finlande," Géol. For. Forh. Stockholm, Vol. 13, 1891, pp. 300–312.

Ramsay et Hackmann.—"Laccolithe Umptek de la Péninsule Kola, Finlande." Fennia, Vol. 2, N° 2, Helsingfors, 1894.

Rosenbuch, H.—Elem Gesteinlehre, 1899, p. 115.

Rosenbuch, H.—Elem Gesteinlehre, 1910, p. 146; p. 210.

Russell, I. C.—"Vallées suspendues." Bull, Soc. Geol. Amer. Vol. 16, 1905, p. 76.

Shand, S. J.—"Borolanite et ses associés dans Assynt." Trans. Soc. Geol. Edinbourg, Vol. 9, 5e partie, 1910, p. 376.

Shand, S. J.—"Borolanite et ses associés dans Assynt." Trans. Soc. Géol. Edimbourg, Vol. 9, 3e partie, 1909.

Shephard, C. W.—Journ. Sci. Amer. 2e série, Vol. 2, 1846, p. 251.

Sherzer, W. H.—"Glaciers des Montagnes Rocheuses et Selkirks." Contributions Smithsoniennes à la science, Vol. 34, n° 1,692, 1907, pp. 19-80.

Simpson, Sir George.—"Narration d'un voyage par terre autour du monde." Londres 1847.

Stutzer, O.—"Uber primaren Calcit im Eaeolithsyenit de Botogolshy-Golez in Ostsibirien." Centralbl. Min., Geol. u. pal., 1910, p. 433.

Tarr, R. S.—"Région de la baie Yakutak, Alaska," Public prof. C.G.É.U. n° 64, 1909.

Vogelsang, H.—Zeitschr. Deut. geol. Gesellschaft, Vol. 24, 1872, p. 525.

Vogt, J. H. L.—Tschermaks Min. Pet. Mitt., Vol. 27, 1908, p. 134.

Walcott, C. D.—Dixième rapport ann. C.G.É.U. 1888-89, p. 603

Walcott, C. D.—"Nomenclature de quelques formations Cambriennes des Cordillères." Coll. Diverses Smith. Vol. 53, n° 1, 1908, p. 1.

Walcott, C. D.—"Sections Cambriennes de la région des Cordillères." Coll. Div. Smith. Vol. 53, n° 5, 1908, p. 167.

Walcott, C. D.—"Roches précambriennes de la rivière Bow, Alberta, Canada." Coll. Div. Smith. Vol. 53, n° 7, 1910, p. 423.

Walcott, C. D.—"Invasion subite de la faune cambrienne sur le continent nord-américain." Coll. Div. Smith. Vol. 57, n° 1, 1910, p. 1.

Walcott, C. D.—"Merostomata du Cambrien moyen." Coll. Div. Smith. Vol. 57, n° 2, 1911, p. 17.

Walcott, C. D.—"Holothuriens et Méduses du Cambrien moyen." Coll. Div. Smith. Vol. 57, n° 3, 1911, p. 41.

Walcott, C. D.—"Annélides du Cambrien moyen." Coll. Diverses, Smith. Vol. 57, n° 5, 1911, p. 109.

Walcott, C. D.—"Brachiopodes, Malacostracées, Trilobites et Merostomata du Cambrien moyen." Coll. Div. Smith, Vol. 57, n° 6, 1912, p. 145.

Walcott, C. D.—"La faune Clenopsis Cambrien Sardinien en Amérique." Coll. Div. Smith. Vol. 57, n° 8, 1912, p. 239.

Walcott, C. D.—"Roches et fossiles du Mont Stephen." Journ. Alpin Canadien, Vol. I, n° 2, 1908.

Walker, T. L.—Études géologiques et pétrographiques du district nikelifère de Sudbury, Canada." Jour. Soc. Géol. Londres, Vol. 53, 1897, p. 55.

Warren, C. H., et Palache, C.—"Pegmatite et granite à ricbeckite-aegyrine de Quincy, Mass." Acad. Arts. et Sci. Amer., Vol. 47, n° 4, 1911, p. 149.

Washington, H. S.—"Complexe igné de Magnet Cove." Bull. Soc. Géol. Amer. Vol. 11, 1900, p. 400, p. 389, p. 399.

Washington, H. S.—"Analyses chimiques de roches." C.G.É.U. Public Prof. n° 14, 1903.

Weed, W. H. et Pirsson, L. V.—"Géologie de la montagne Castle, Montana." Bull, C.G.É.U. n° 139, 1896.

Weed, W. H. et Pirsson, L. V.—"Montagnes de la Petite Ceinture Montana." Vingtième rap. ann. 1900, p. 271.

Weed, W. H., et Pirsson, L. V.—"Géologie de la Montagne Judith" Dix-huilième rap. ann. C.G.É.U. 1897, p. 437.

Weed, W. H., et Pirsson, L. V.—"Géologie des Montagnes Highwood." Bull. C.G.É.U. n° 237, 1905.

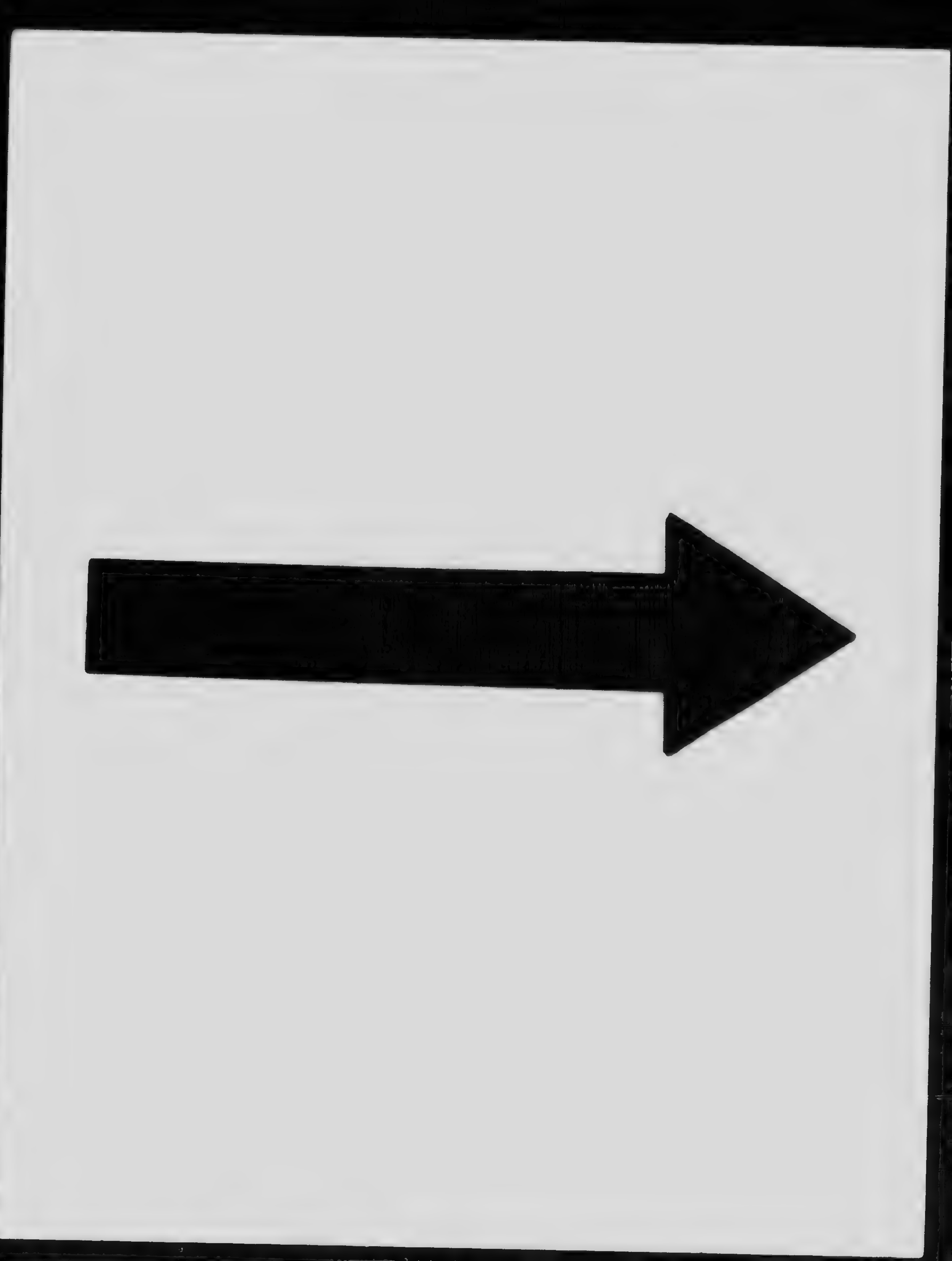
Weed, W. H., et Pirsson, L. V.—"Géologie des Montagnes Crazy." Folio, C.G.É.U. n° 56.

Weed, W. H., et Pirsson, L. V.—"Géologie des petites Montagnes Rocheuses." Journ. Géol. Vol. 4, 1896, p. 399.

Weed, W. H., et Pirsson, L. V.—"Géologie des Montagnes Bearpaw." Journ. Sci. Amer. 4e série, Vol. 1, 1896, p. 283.

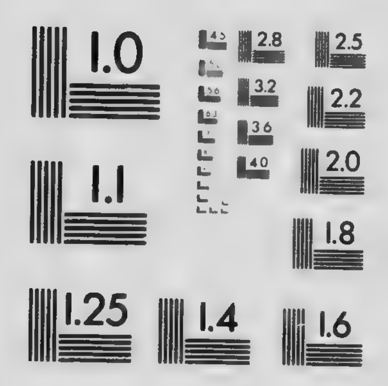
Williams, J. F.—"Géologie de Magnet Cove, Arkansas." Rap. Ann. Com. Géol. Arkansas. Vol. 2, 1890, p. 215.

Young, G. A.—"Géologie du Mont Yamaska." Com. Géol. Canada, Vol. XVI, Partie H. 1904.



MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART

(ANSI and ISO TEST CHART No 2)



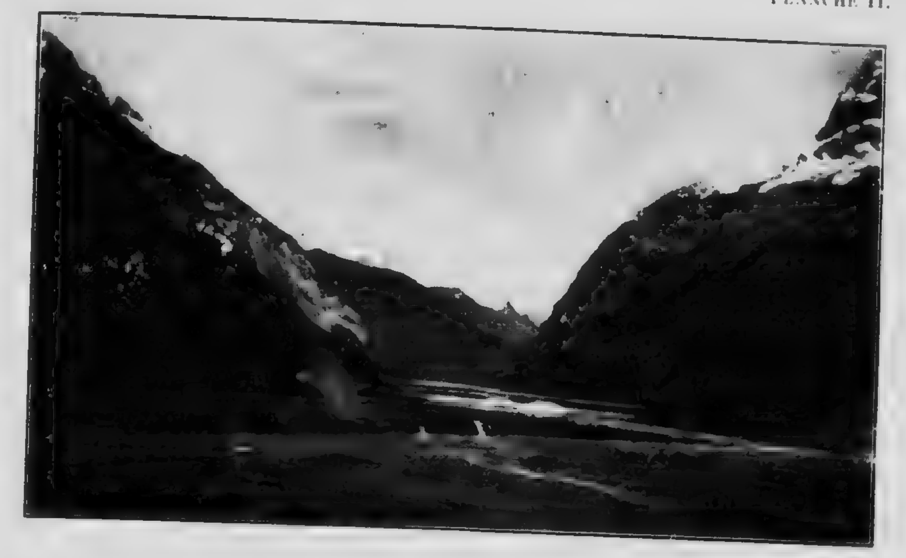


Explication de la Planche II.

A. Vallée Kicking Horse à Field; vue vers le haut de la vallée, montrant le contour en forme de U, le fond nivelé et l'épaule nord du mont Stephen (à droite), le mont Field à gauche. (Voir pages 22 et 40).

B. Le lac Sherbrooke dans une vallée suspendue au-dessus de la vallée Kicking Horse; vue montrant la nature en cirque du bassin lacustre, la chute escarpée dans la vallée Kicking Horse, la montagne Cathedral au centre de chaque côté de la vallée Kicking Horse. (Voir p. 18).

PLANCHE II.



A

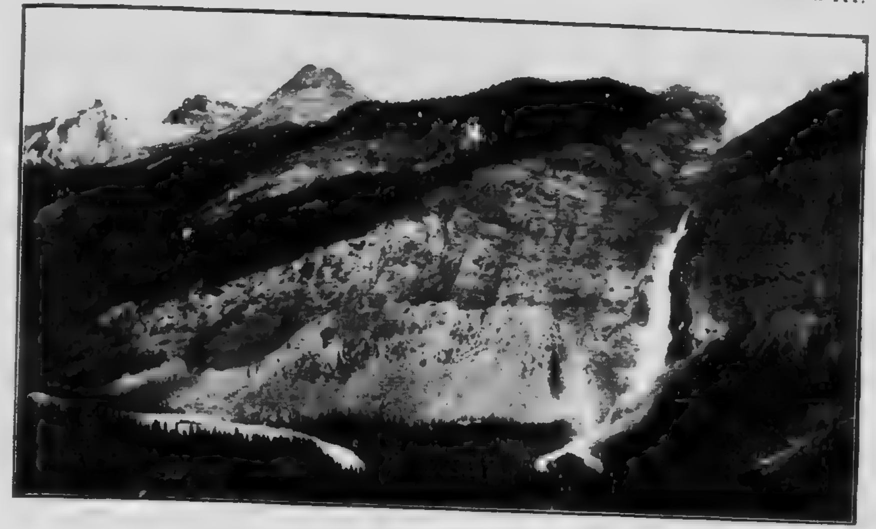


B

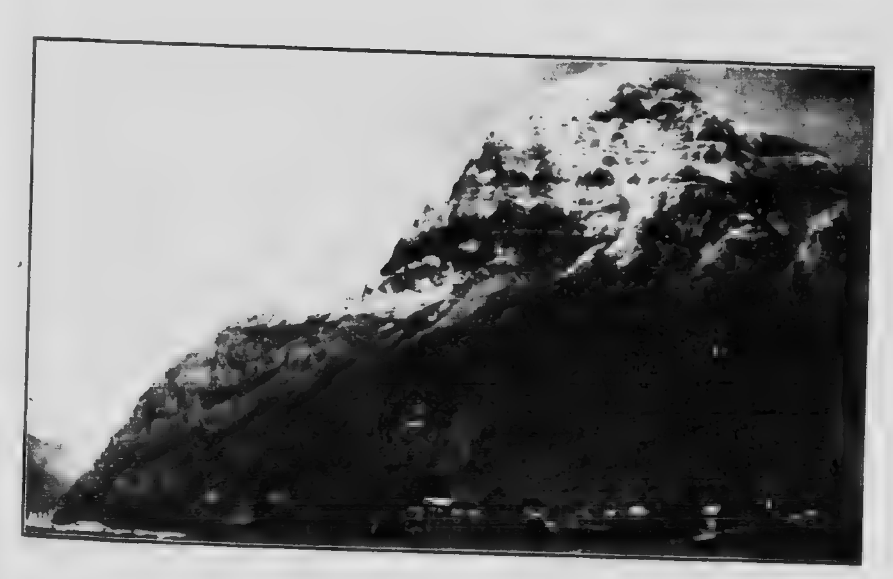
EXPLICATION DE LA PLANCHE III.

A. Chutes Takakkaw, vallée Yoho, montrant l'eau qui tombe d'une hauteur de 1,248 pieds par-dessus le calcaire Cambrien moyen; cette chute draine le glacier Daly situé dans un bassin en forme de cirque à travers le bord duquel le cours d'eau s'est creusé un chenal d'écoulement étroit. (Voir p. 20).

B. Mont Stephen (élev. 10,465 pieds), montrant l'épaule nord de la montagne qui fut occupé par un glacier de vallée pendant que le sommet restait à l'état de nunatak au-dessus de la glace. Les formations du Cambrien moyen affleurent dans la montagne. (Voir p. 21 et 50).



A



B

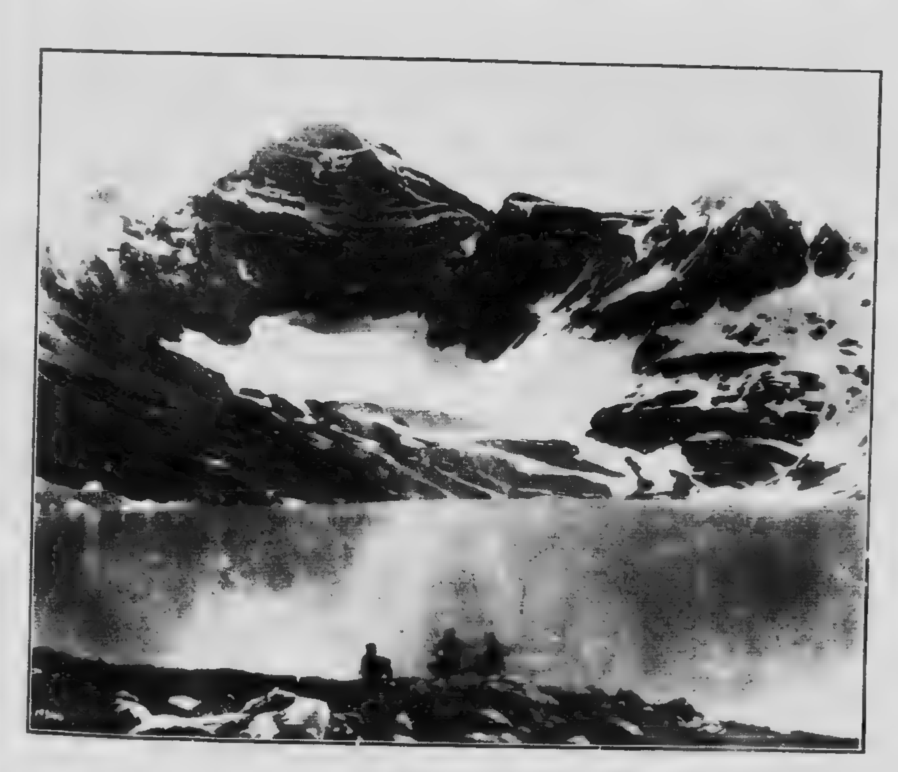
EXPLICATION DE LA PLANCHE IV.

A. Tête du ruisseau Goodsir; vue montrant le cours d'eau sortant de l'embouchure d'un chenal sub-glaciaire dans une dépression conique à l'extrémité du glacier qui est couverte de graviers. (Voir p. 29).

B. Lac McArthur (élév. 7,359 pieds); vue montrant le Mt. Biddle (élév. 10,867 pieds) avec le glacier Biddle qui descend jusqu'au lac et qui a son siège dans un cirque. Les trois formations du Cambrien inférieur sont caractéristiques au mont Biddle (Voir p. 32).



A



B

EXPLICATION DE LA PLANCHE V.

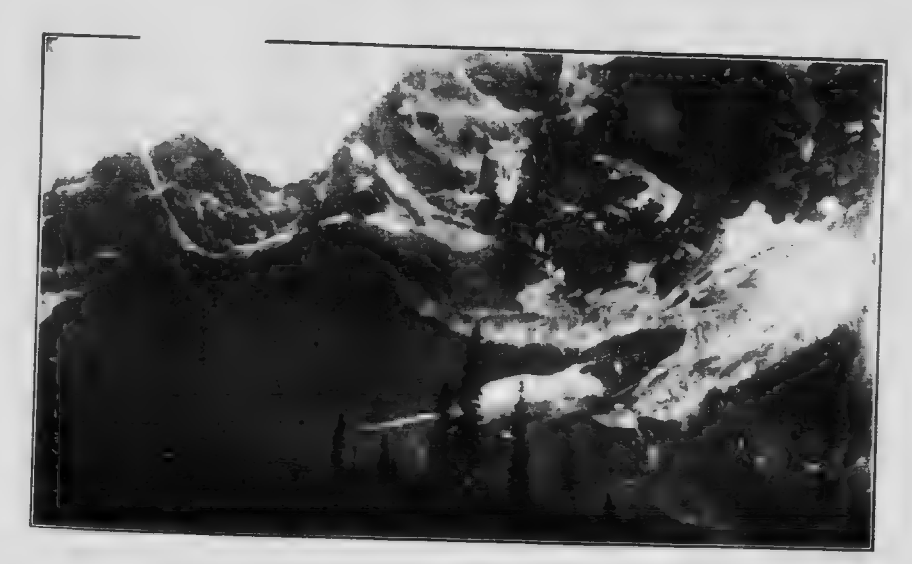
A. Escarpement sur le côté nord-est de la chaîne Ottertail; Vue montrant la pente assez douce qui va du bord de la vallée en forme de V de la rivière Ottertail jusqu'au pied de l'escarpement taillé dans le calcaire Ottertail d'âge Cambrien supérieur; la pente douce s'est formée dans les schistes argileux et des méta-argillites de la formation Chancellor, Cambrien supérieur, et les pentes arrondies des crêtes a droite de la gravure sont formées de roches broyées appartenant à la formation Chancellor. (Voir p. 34).

B. Glaciers de roches sur le coté nord-est du mont Goodsir, surplombant la vallée Ottertail. (Voir p. 43).

PLANCHE V.



A

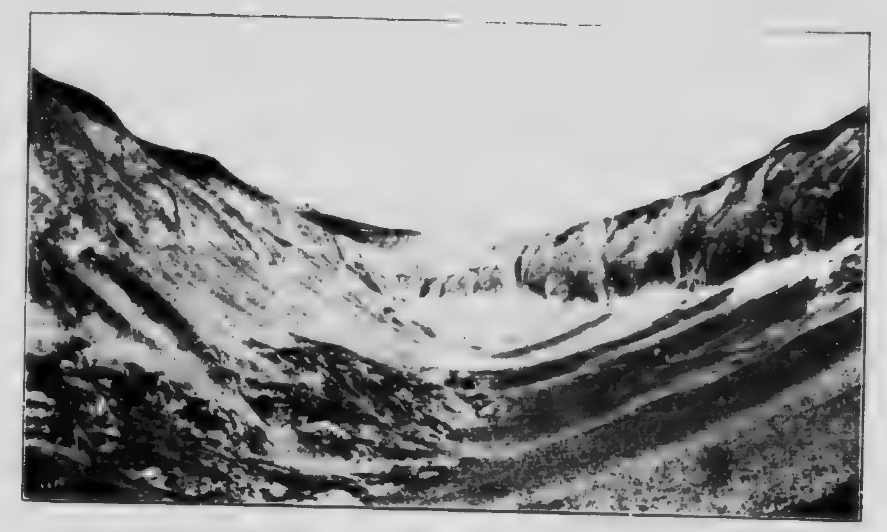


B

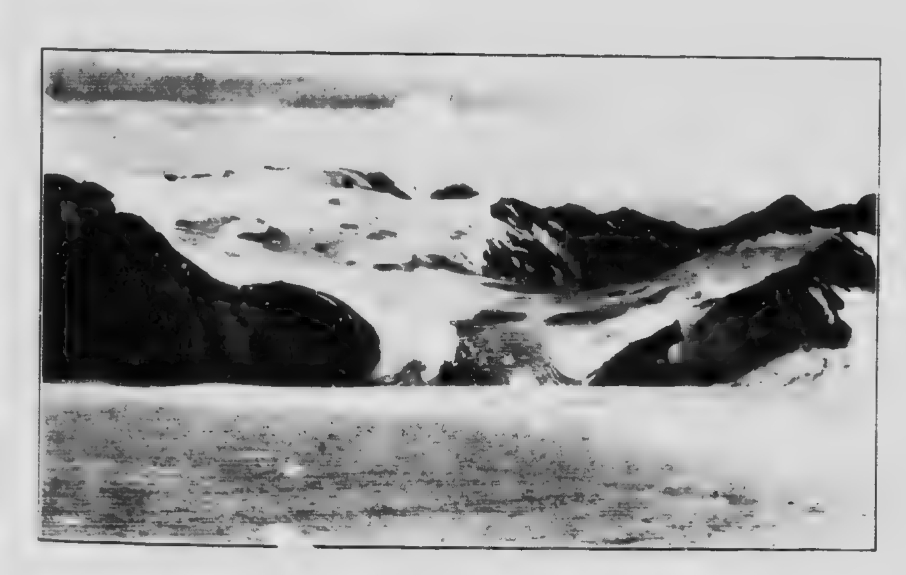
EXPLICATION DE LA PLANCHE VI.

A. Cirque dans une vallée suspendue, troisième vallée au sud de la montagne Helmet, s'ouvrant dans la vallée du ruisseau Moose. (Voir p. 43).

B. Champ de glace Washmawapta vu du glacier Sharp; la superficie du champ de glace est un peu moins de 7 milles carrés, et l'épaisseur maxima probable est moins que 500 pieds. (Voir p. 47).



A



B

EXPLICATION DE LA PLANCHE VII.

A. Champ de glace Washmawapta; vue montrant les crevasses longitudinales approfondies par les cours d'eau superglaciaires. (Voir p. 48).

B. Zonage dans le glacier, représentant la croissance annuelle. (Voir p. 49).



A

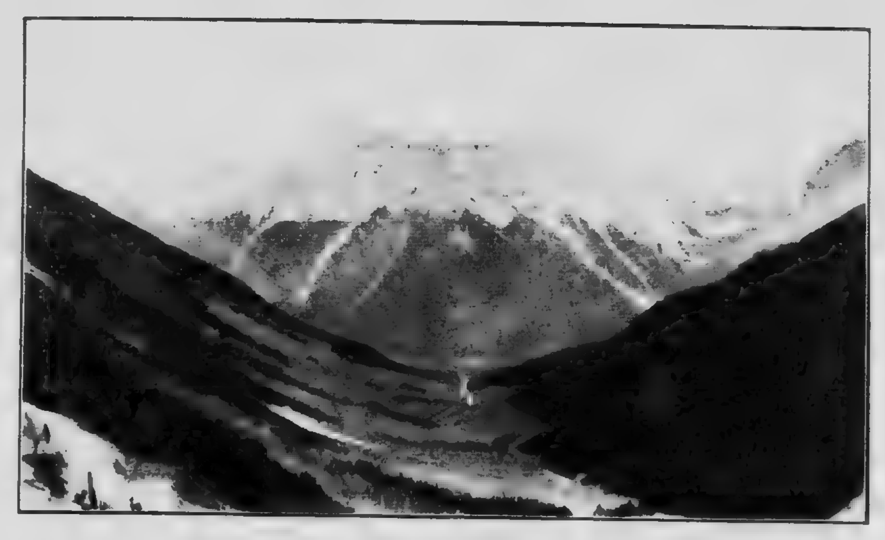


B

Explication de la Planche VIII.

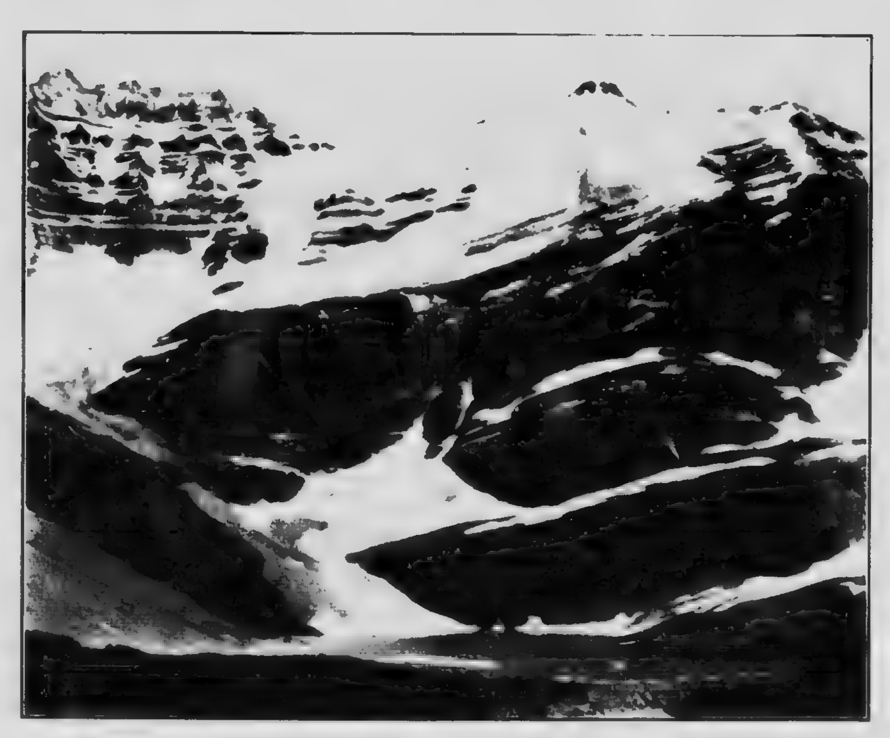
A. Mont Odaray (élév. 10,165 pieds) à la tête du ruisseau McArthur; vue montrant très nettement la ligne de boisage. (Voir p. 55).

B. Lac Oesa, et la crête Lefroy; les lits du sommet du Cambrien inférieur affleurent sur le versant au-dessus du lac, et ils sont recouverts par le Cambrien moyen.



A





B

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX.

Chutes Otterail. montrant une bande de calcaire mince dans les strates argilacées de la formation Chancellor. (Voir p. 86).

Planche IX.



EXPLICATION DE LA PLANCHE X.

Un pic calcaire dans la chaîne Ottertail (élév. 9,443 pieds). La face verticale depuis le sommet du talus jusqu'au sommet du pic a environ 2,450 pieds de hauteur, verticale, et elle est formée de calcaire Ottertail (Cambrien supérieur); le contact avec les strates argilacées de la formation Chancellor se trouve au sommet du talus. (Voir p. 90 et 98).

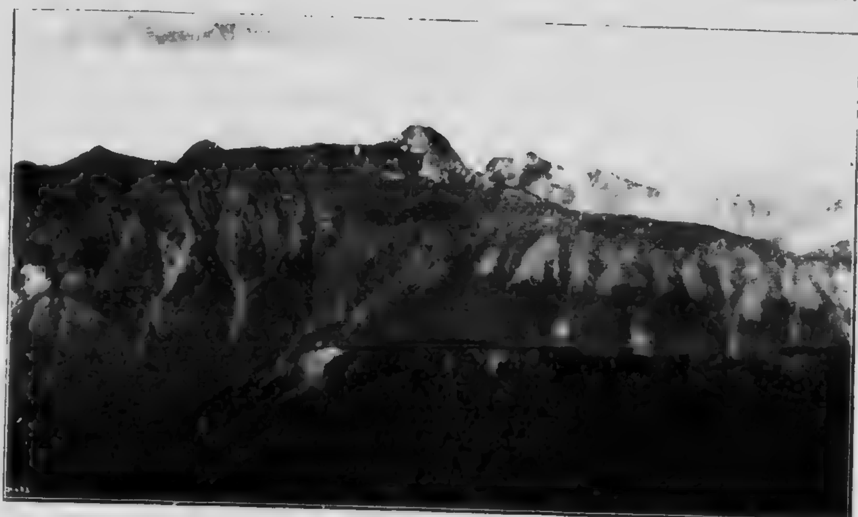
PLANCHE X.



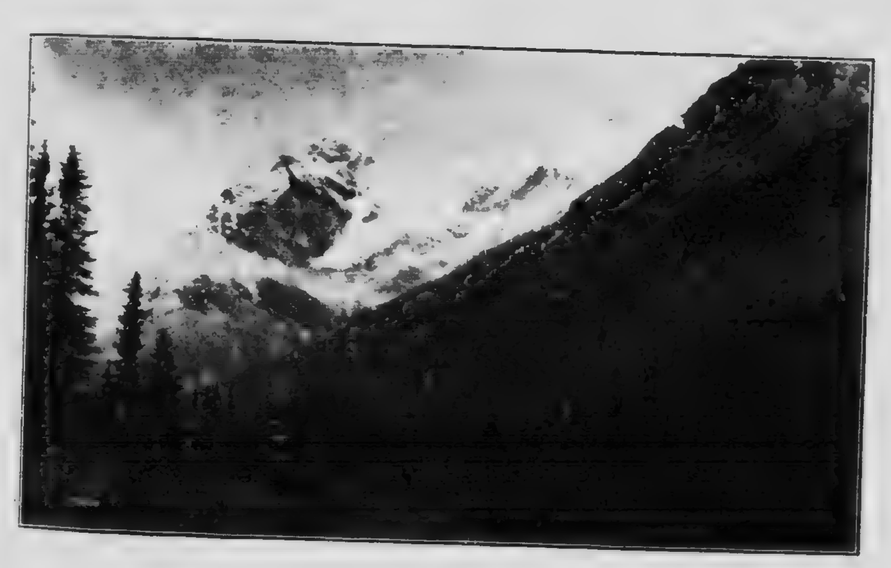
EXPLICATION DE LA PLANCHE XI.

A. Mont Owen (élév. 10,118 pieds) vue montrant les versants à faible pente de cette montagne taillés dans les roches broyées de la formation Chancellor (Cambrien supérieur), et qui font contraste avec la topographie plus sauvage des couches non broyées du Cambrien moyen et supérieur des montagnes que nous apercevons au loin vers la droite. (Voir p. 86).

B. Mont Goodsir vue de la vallée de la rivière Ice; vue montrant l'épaisseur totale de la formation Goodsir (Ordovicien) qui repose sur la formation Ottertail (Cambrien supérieur). (Voir p. 99 et 105).



A



B

EXPLICATION DE LA PLANCHE XII.

A et B. Forme d'altération due aux agents atmosphériques dans une partie stratifiée du calcaire Ottertail. Les bancs sont formés de couches alternantes de ¼ à 2 pouces d'épaisseur, ayant des duretés différentes, les bancs les plus durs sont dolomitiques ou siliceux, et les plus tendres sont calcaires. Aux endroits où il y a des ondulations, les couches les plus dures ont été broyées en fragments anguleux. (Voir p. 94 et 100).



A

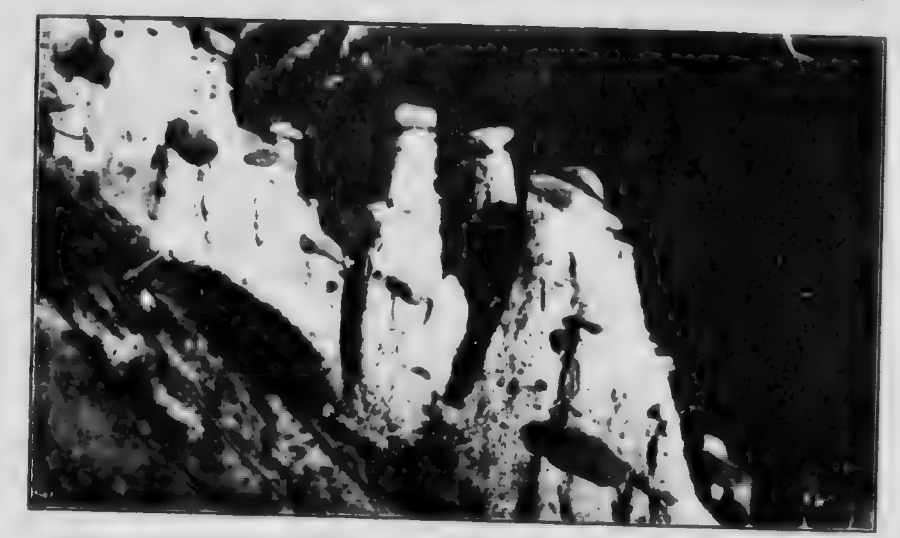


B

Explication de la Planche XIII.

A. "Hoodoos" dans le ruisseau Hoodoo près de Leanchoil, tormés sur les talus qui sont grossièrement stratifiés selon l'inclinaison des talus. (Voir p. 109).

B. Pic Chancellor (élév. 10,751 pieds), vu de Leanchoil; vue montrant la roche ignée (noire) en contact avec le calcaire Ottertail. (Voir p. 114).



A



B

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV.

Mont Mollison (élév. 8 340 pieds); vue montrant le calcaire gris stratifié de la formation Ottertail se coinçant vers la gauche, dans la formation argilacée Goodsir le long de l'axe d'un plis anticlinal serré. (Voir p. 117).

Planche XIV.

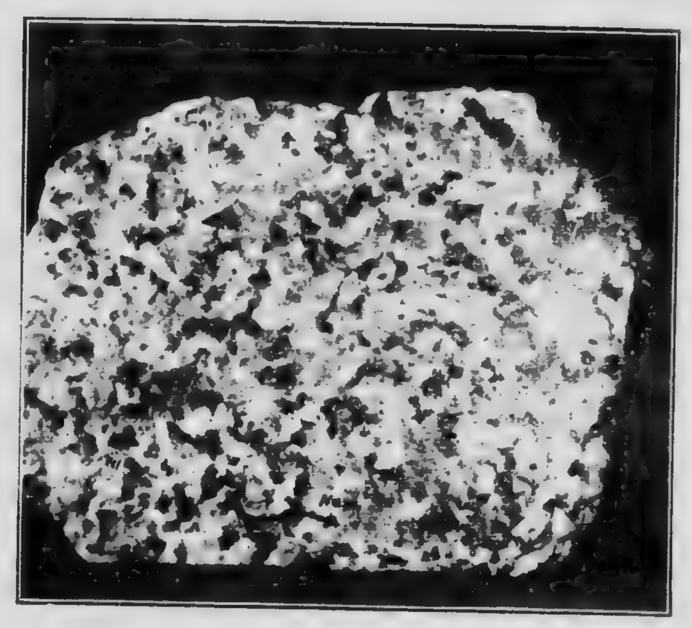


Explication de la Planche XV.

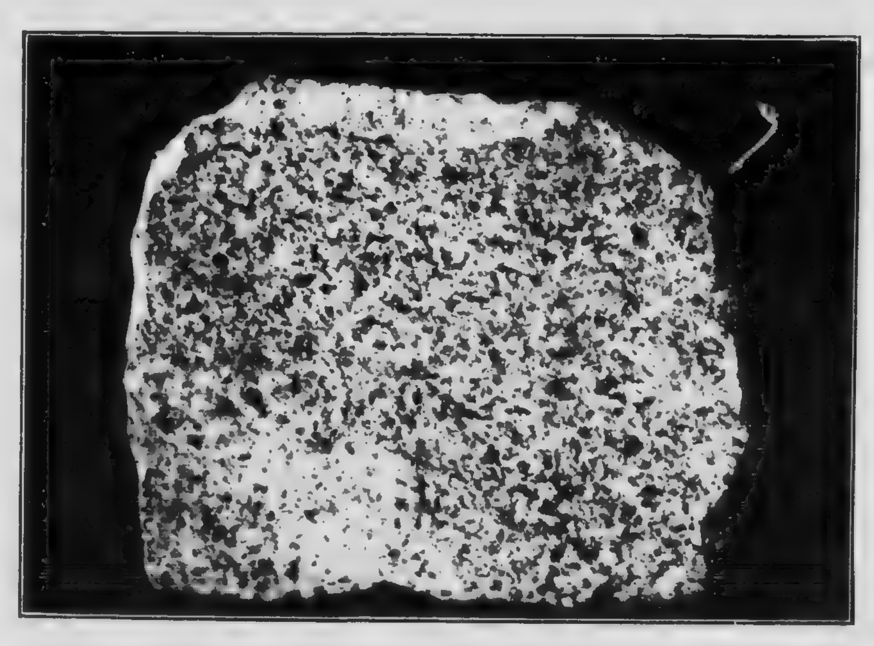
A. Échantillon poli de syénite néphélinique normale. Les grains noirs sont du pyroxène (surtout aegyrine-augite), les grains gris foncés sont de la néphéline, les gris clairs sont le feldspath. Grandeur naturelle. (Voir p. 129).

B. Échantillon poli de syénite néphélinique à grains fins. Grandeur naturelle. (Voir p. 129).

PLANCHE XV.



A



B

Explication de la Planche XVI.

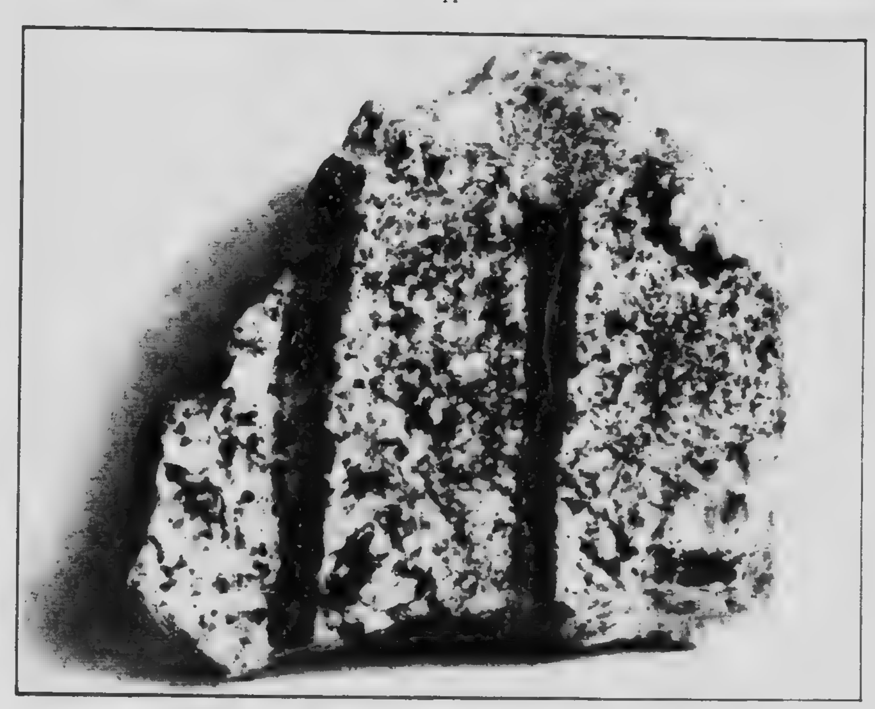
A. Brèche, formée de fragments d'ijolite dans une pâte de syénite néphélinique. Les fragments (foncés) sont des parties d'un même bloc. Deux-tiers de la grandeur naturelle. (Voir p. 134).

B. Échantillon poli de syénite à sodalite. Photographie montrant deux veines bien marquées et une partie d'une troisième veine de sodalite bleue. Une des veines montre une fracture remplie de cancrinite et de thomsonite. Demi grandeur naturelle. (voir p. 131).

PLANCHE XVI.



A

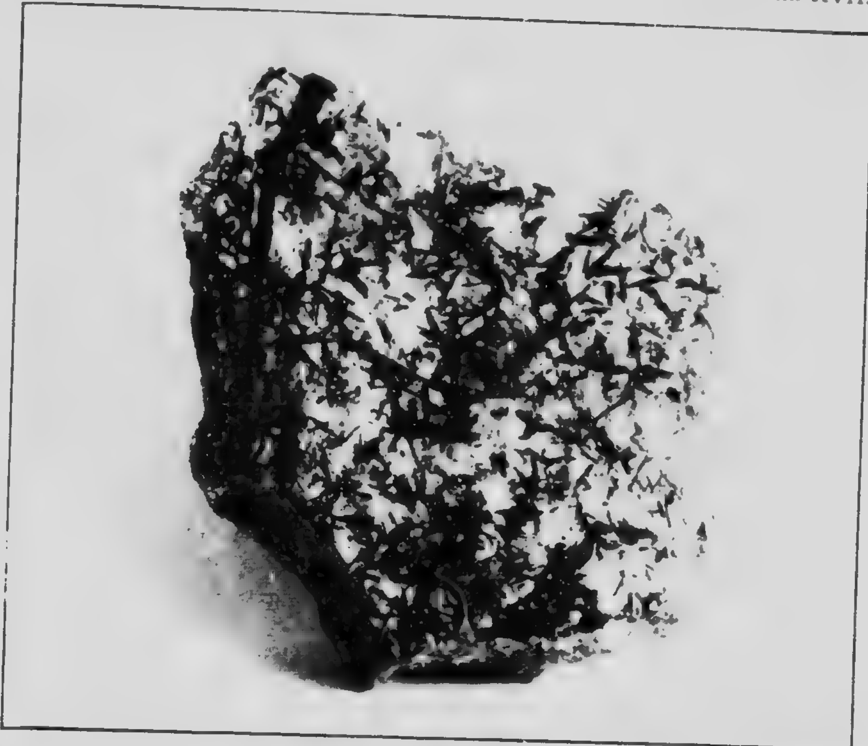


B

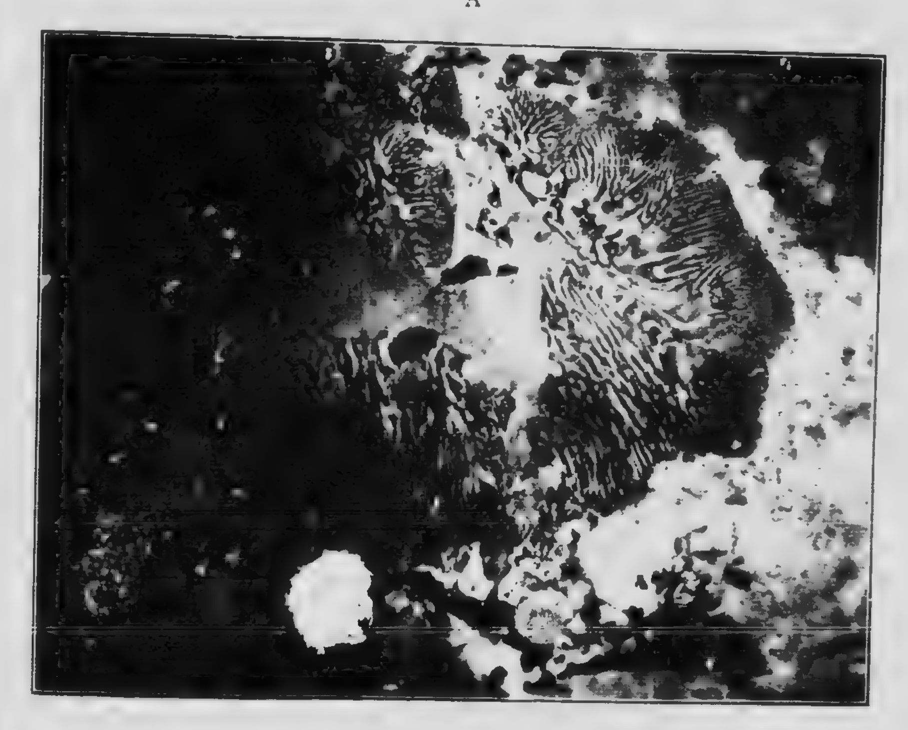
EXPLICATION DE LA PLANCHE XVII.

A. Échantillon poli d'urtite. Aiguilles d'ægyrine-augite (noires) et néphéline avec feldspath accessoire. Demi grandeur naturelle. (Voir p. 151, 154).

B. Microphotographie montrant des intercroissances de feldspath et de néphéline en forme "d'empreintes de doigt." La partie centrale claire est un feldspath, probablement orthose sodique. Entre nicols croisés. Grossissement 95. (Voir p. 139).



A



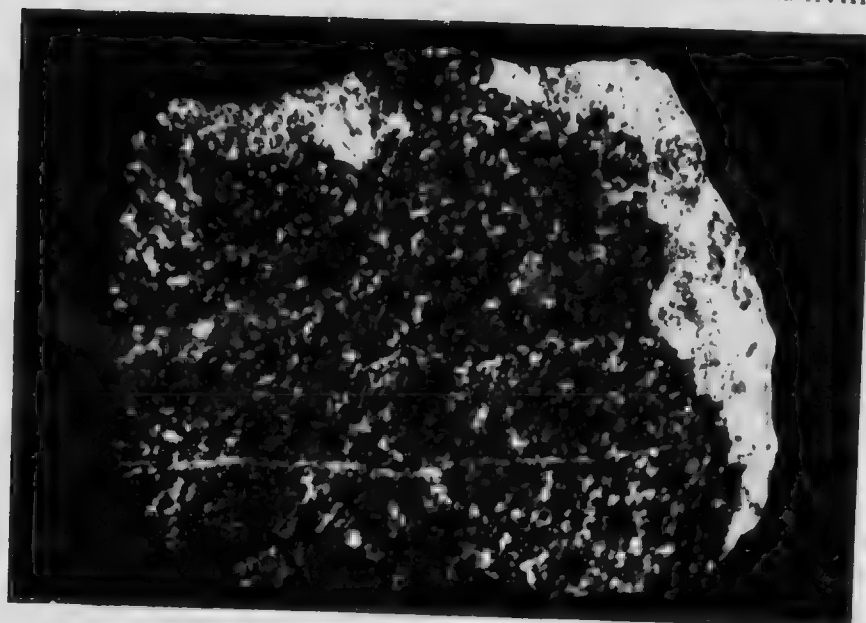
B

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVIII.

A. Échantillon poli d'ijolite, Quantités à peu près égales de pyroxène(noir) et de néphéline. Trois-quarts grandeur naturelle. (Voir p. 148).

B. Microphotographie d'aiguilles d'ægyrine-augite dans de la néphéline. Grossissement 75. (Voir p. 169).

PLANCHE XVIII.



A



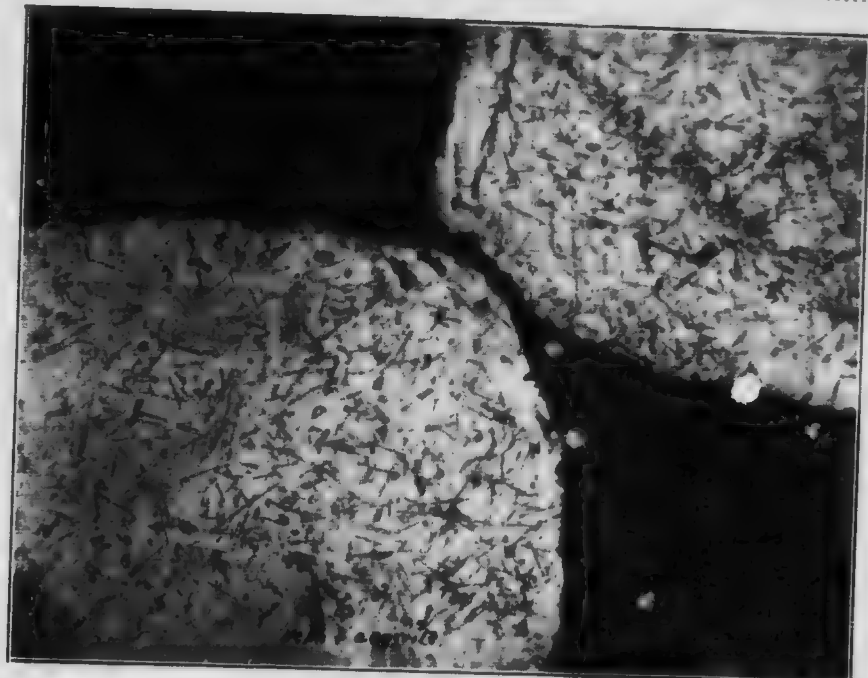
B

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIX.

A. Microphotographie d'aiguilles d'ægyrine et de rosenbuschite dans néphéline. Le minéral noir est de la hornblende basaltique; on voit clairement la forme arrondie des bords de la néphéline. Grossissement 16. (Voir p. 169).

B. Microphotographie de cristaux de pyroxène dans néphéline. Les grains noirs sont de l'ilménite avec bordures de leucoxène; la néphéline contient de nombreuses inclusions. Grossissement 16. (Voir p. 176).

PLANCHE XIX



A



B

Explication de la Planche XX.

A. Microphotographie montrant la calcite primaire dans une ijolite. Ca = calcite; pyr = pyroxène; ne = néphéline; bio = biotite. Grossissement 16. (Voir p. 180).

B. Microphotographie montrant la calcite primaire dans une ijolite. Ca = calcite; aeg = aegyrine-augite; sp = sphène. Les grains anguleux de calcite est entouré de pyroxène qui a une bordure plus foncée d'aegyrine près de la calcite. Grossissement 75. (Voir p. 180).



A

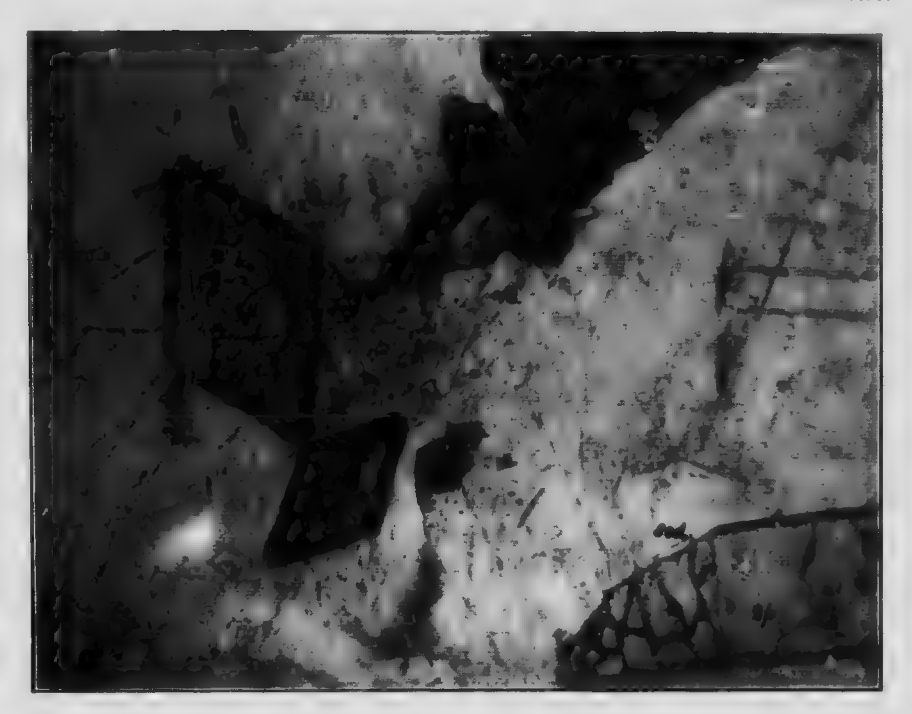


B

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXI.

A. Microphotographie de cristaux de perovskite dans la néphéline. Grossissement 75. (Voir p. 188).

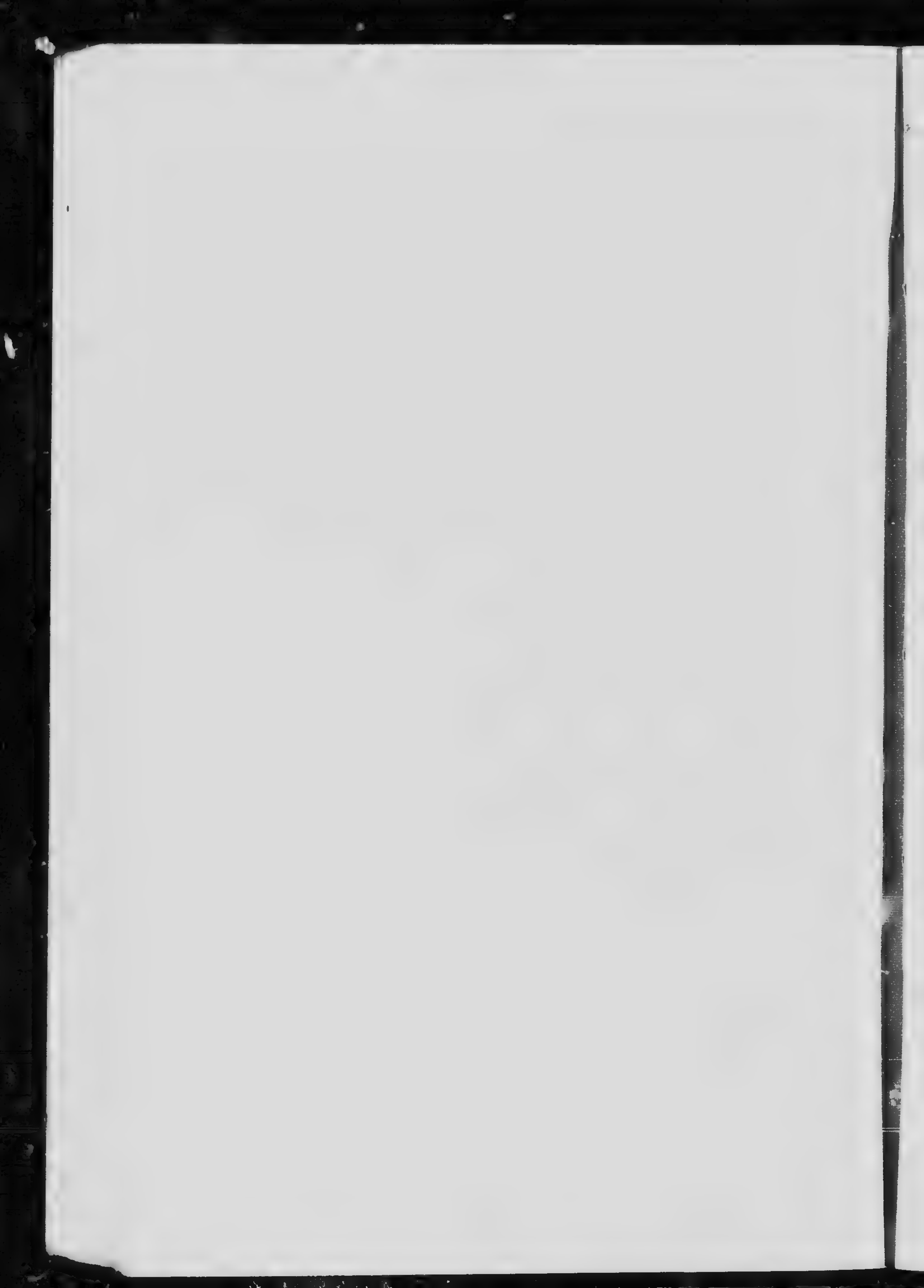
B. Microphotographie de cristaux de sphène dans la néphéline. Le sphène est bordé par de l'ilménite. Sp = sphène; pyr = pyroxène; ne = néphéline; sod = sodalite. Grossissement 32. (Voir p. 183)



A



B



INDEX.

A

B

D

I

K

L

M

N

O

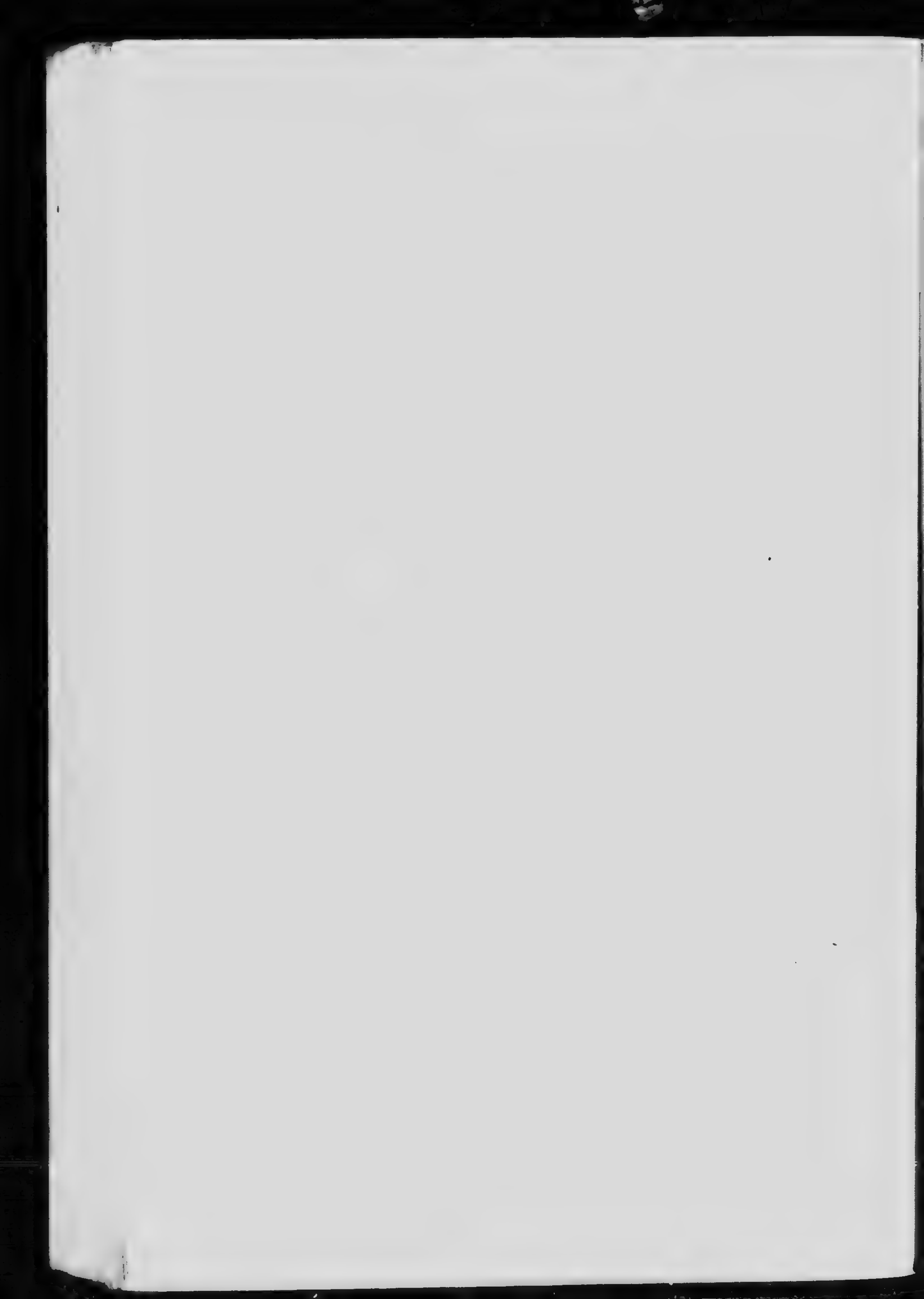
P

Q

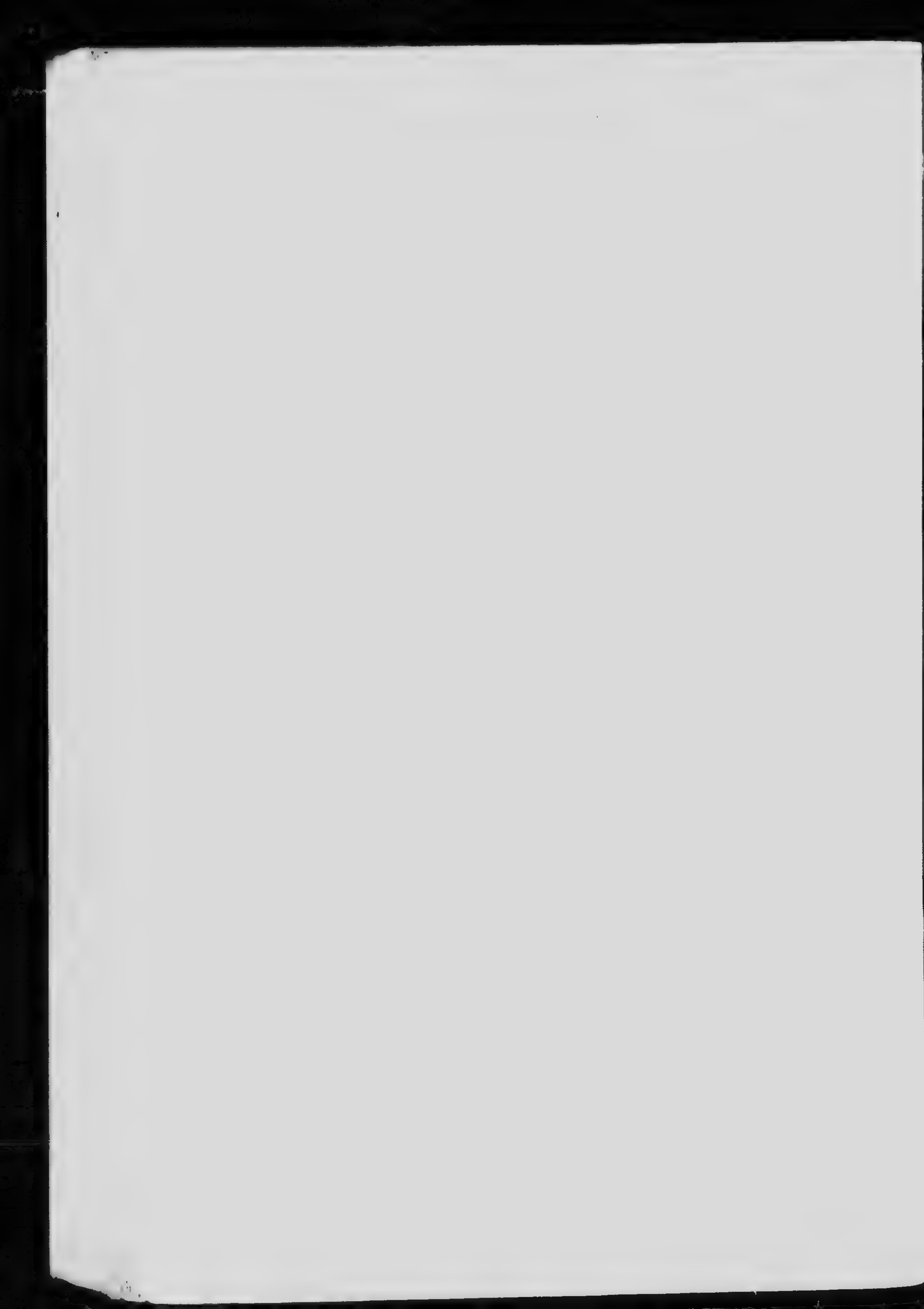
R

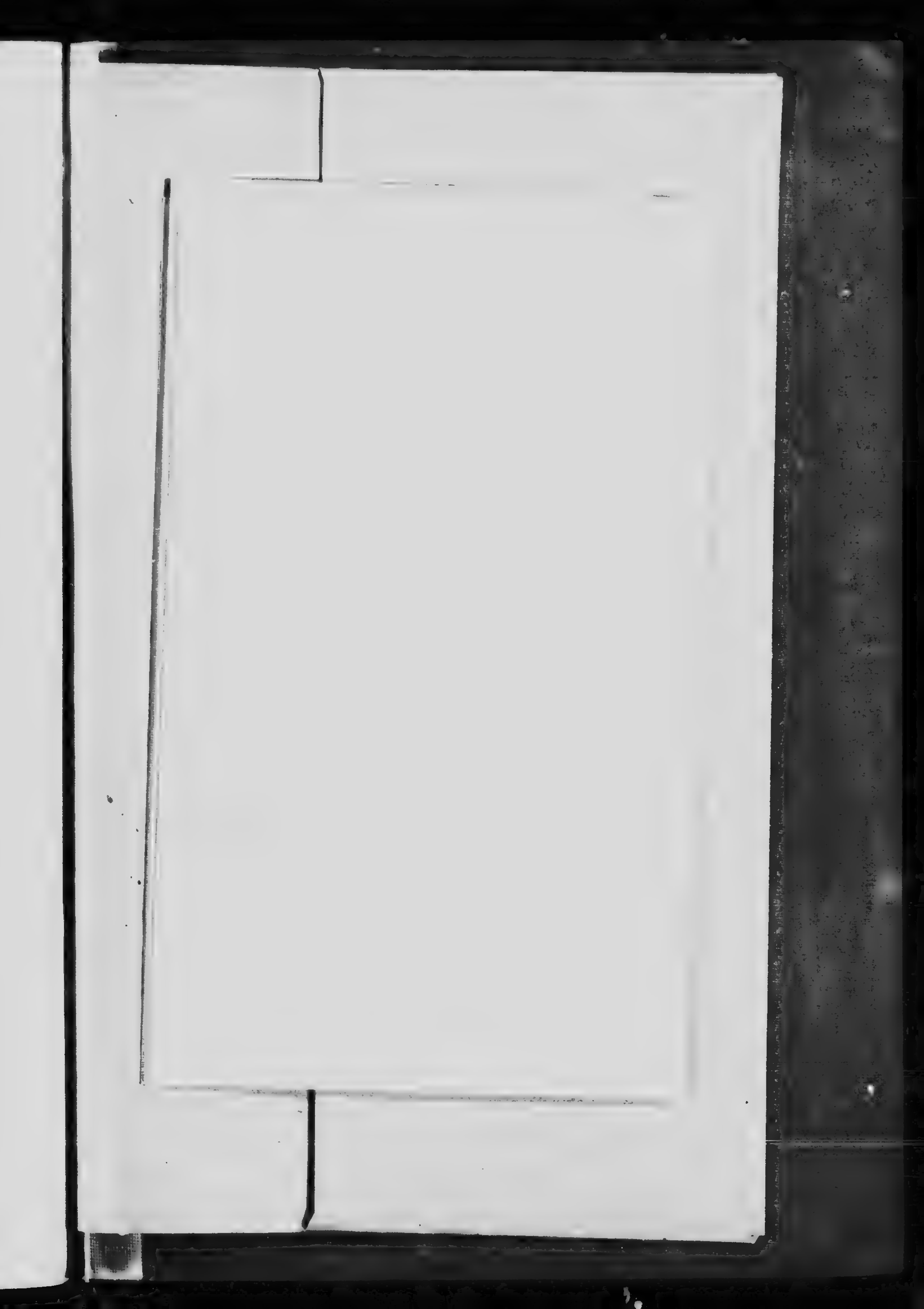
S

T





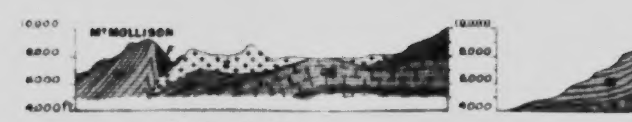




Canada
Department

HON L CODERRE, MINISTER, R.G.M

GEOLOGICAL



Section along line K-L



Section along line E-F

Section

LEGEND

Sedimentary Rocks

QUATERNARY

Q2 Alluvial

Q1 Glacial

SILURIAN

Halysites beds

S1 White quartzite

ORDOVICIAN

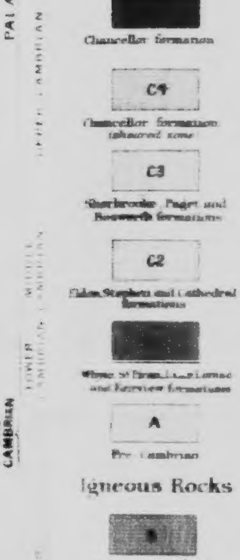
Graptolite shales

Goodsir formation

PALÆOZOIC

Ottertail formation

UPPER CAMBRIAN



MIDDLE CAMBRIAN

LOWER CAMBRIAN

PRE-CAMBRIAN

CRETACEOUS

2 Transition types



Canada
rtment of Mines

ISTER, R.G. McCONNELL, DEPUTY MINISTER

OLOGICAL SURVEY



Section along line H-H



Section along line G-H.



Section along line I-J.



LEGEND

Culture

Railways

Railway tunnels

Roads

Trails

Aerial tramways

Bridges

Mines

Prospects

Water

Rivers and lakes

Streams

Watercourses
(with intermittent flow)

Glaciers

Transition types

C2

Pre-Cambrian

A

PRE-CAMBRIAN

Igneous Rocks

3

Leucocratic types (nepheline syenite, etc.)

2

Transition types

1

Melanocratic types (jacupirangite, etc.)

POST CRETACEOUS

Symbols

Fault (observed)

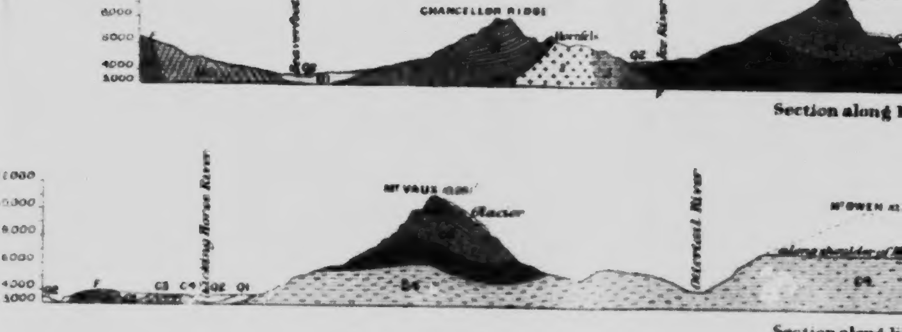
Fault (position assumed)

Geological boundary (position determined)

Geological boundary (position assumed)

F

Fossil locality



MAP 14…

FIEL…

KOOTENAY …

BRITISH CO…

Scale, 1:…

Miles

Kilometres

2 MILES TO …

To accompany Memoir by J.A. Allan



Mines

Prospects

Water

Rivers and lakes

Streams

Watercourses
(with intermittent flow)

Glaciers

Relief

Contours



…tion along line C-D.



…tion along line A-B.

MAP 142 A

…FIELD

…ENAY DISTRICT

…ITISH COLUMBIA

Scale, 1/126,720

Miles

Kilometres

… MILES TO 1 INCH

GEOLOGY

J. A. ALLAN 1910, 1911

TOPOGRAPHY

DEPARTMENT OF THE INTERIOR

PUBLISHED MAPS, 1912

(TOPOGRAPHICAL SURVEYS BRANCH)